

VISIT...

LANZAROTE
Caliente.COM

558.5

ИЗГ

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ЛАНДШАФТОВ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 65 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ



ГЕОС

215254

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ ПОДПРОГРАММА
“ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА”
РУКОВОДИТЕЛЬ АКАДЕМИК Н.П.ЛАВЕРОВ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

FEDERAL SUBPROGRAM “CLIMATE AND ENVIRONMENT GLOBAL CHANGES”
COORDINATOR ACADEMICIAN N.P.LAVEROV



**CLIMATE
AND ENVIRONMENT CHANGES
DURING THE LAST 65 MILLION YEARS
(CENOZOIC: FROM PALEOCENE TO HOLOCENE)**

Editor-in-Chief

A.A. Velichko

Deputy Editor

V.P. Nechaev

Moscow
GEOS
1999

**ИЗМЕНЕНИЕ
КЛИМАТА И ЛАНДШАФТОВ
ЗА ПОСЛЕДНИЕ 65 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ
(КАЙНОЗОЙ: ОТ ПАЛЕОЦЕНА ДО ГОЛОЦЕНА)**

Ответственный редактор

А.А.Величко

Зам. ответственного редактора

В.П.Нечаев

Москва
ГЕОС
1999

ББК 26.223

И 37

УДК 551

**Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. профессора А.А.Величко – М.: ГЕОС. 1999. – 260 с. + 6 вклеек.
ISBN 5-89118-083-9**

В монографии изложены результаты исследования изменения климата и динамики ландшафтов в течение кайнозоя для крупнейших регионов Северной Евразии. Приводятся также данные по климатическим изменениям для прилегающих акваторий Северного Ледовитого и Атлантического океанов и Северной Пацифики. Особое внимание уделено важнейшим климатическим событиям, имеющим глобальный характер.

Книга рассчитана на широкий круг географов, геологов, климатологов, биологов, экологов, а также всех специалистов, изучающих проблемы эволюции природной среды.

Табл. 6. Ил. 111. Библ. 726 назв.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 95-05-306656).



Редакционная коллегия:

А. А. Величко (ответственный редактор), *М. А. Ахметьев*, *Э. М. Зеликсон*,
В. П. Нечаев (зам. ответственного редактора), *С. М. Шик*

Рецензенты:

д.г.н. С. К. Горелов, *д.г.н. А. А. Свиточ*

Climate and environment changes during the last 65 million years (Cenozoic: from Paleocene to Holocene). Editor-in-Chief Prof. A.A.Velichko. – M.: GEOS, 1999. 260 p.

The monograph presents results of investigations of climate changes and environmental response within large regions of Northern Eurasia through the Cenozoic. New data on climate fluctuations are also presented obtained on adjoining areas of the Arctic and Atlantic oceans as well as North Pacific. The attention is focussed on most important climatic events of global occurrence.

The book is meant for geographers, geologists, climatologists, biologists, ecologists, as well as other specialists interested in the environments evolution.

6 tables, 111 figures, 726 references.

The monograph is published with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project 95-05-306656).

Editorial Board:

A. A. Velichko (Editor-in-Chief), *M. A. Akhmetiev*, *E. M. Zelikson*,
V. P. Nechaev (Deputy Editor), *S. M. Shik*

Reviewers:

S. K. Gorelov, *A. A. Svitoch*

На обложке: Разрез четвертичных отложений Коростелево на р.Ворона (фото А.А.Величко); на четвертой стороне обложки: разрез кайнозойских отложений вблизи г. Михайловка в бассейне р.Медведица (фото К.Г.Дуэского).

ББК 26.223

И 37

ISBN 5-89118-083-9

© Коллектив авторов, 1999

© Институт географии РАН, 1999

© ГЕОС, 1999

ВВЕДЕНИЕ.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОДАНЫХ ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

Глубокие изменения, которые испытывает биосфера на настоящем этапе своего развития, являются по своему характеру революционными. Этот этап по степени преобразований можно лишь сопоставить с этапом становления кислородной атмосферы на планете, радикальным образом изменившей весь облик ландшафтной оболочки планеты. Однако, если на первом, древнем революционном этапе в процессы трансформации включался как бы весь сложный механизм функционирования биосферы, то этого нельзя сказать о современном этапе, в котором ведущую роль играет человек. Человек, кроме себя, воздействует на всю асоциальную часть биосферы практически в трех, мало зависящих друг от друга направлениях.

Одно из них – прямое воздействие на ландшафтную оболочку, его условно можно назвать механическим. Оно связано с сведением растительных (прежде всего лесных) сообществ в интересах сельского хозяйства, с уничтожением видов флоры и фауны. Этот тип воздействия носит явно деструктивный характер. Он, в частности, ведет к упрощению экосистем и, следовательно, к примитивизации биосферы, нарушению ее балансовых составляющих, что, в свою очередь, отражается на взаимодействии ландшафтных систем с атмосферой (например, уничтожение тропических лесов – “легких” планеты).

К другому типу следует отнести радиационно-химическое воздействие через биокосные системы и озоновый слой, приводящие к необратимым генетическим нарушениям широкого спектра организмов, включая и самого человека.

От степени деструктивности процессов этих двух типов зависит способность биосферы функционировать в режиме, близком хотя бы к современному (ее *sustainability*), или цепь нарушений может привести к отклонению эволюции биосферы от предшествующего, доантропогенного режима, т.е. к существенному искривлению всего хода ее развития.

К третьему типу антропогенного воздействия относится увеличение концентрации так называемых парниковых газов в атмосфере (прежде всего, углекислого газа и метана) за счет хозяйственной

деятельности человека. Несмотря на то, что по своему характеру этот тип вряд ли можно отнести к деструктивному, его влияние на состояние биосферы оказалось чрезвычайно велико. Глобальный характер крупных климатических изменений, связанных с этим фактором, их высокая скорость, высокая степень воздействия на ландшафтную оболочку планеты, включая состояние биоты, гляциокриосферы и уровня Мирового океана – все это поставило проблему глобальных и региональных изменений климата и их воздействия на ландшафтные системы в ряд особо важных проблем, стоящих перед человечеством.

Специального анализа требует эффект взаимного сочетания всех трех типов воздействия, инициированных человеком. Все это потребовало создания международных программ и прежде всего такой программы, как “Global Change”.

Разработки по проблеме предстоящих изменений выявили большие трудности при подходах к воссозданию ситуаций будущего (сценариев). Попытки отдать предпочтение методам моделирования без использования данных о климатах прошлого выявили нерезультативность такого пути. Материалы об изменениях климата в прошлом оказались необходимыми для установления трендов естественных изменений и их сочетания с происходящими и ожидаемыми антропогенными изменениями климата, без чего невозможно решать задачи воссоздания ситуаций ближайшего и отдаленного будущего – от первых десятилетий XXI столетия до вековых. Эффективность использования палеоданных определяется еще и тем, что различные состояния климата в прошлом позволяют сопоставить с конкретными данными о соответствующих им ландшафтных обстановках, темпах перестроек, происходящих в ландшафтных компонентах под воздействием различных уровней колебаний гидротермического режима.

Возникшие жизненно важные проблемы поставили перед науками, изучающими климаты и биоту прошлого Земли, ряд новых задач. На их решение и была направлена Государственная научнотехническая программа России “Глобальные изменения природной среды и климата” (руководитель

академик Н.П.Лаверов), включающая необходимый круг проектов. В их число входил и проект "Новейшие климатические изменения", относящийся к направлению № 1 (руководитель академик Н.Л.Добрецов), проблеме 1.5 (руководитель академик Б.С.Соколов, заместители: академик М.А.Семихатов и член-корреспондент А.Ю.Розанов) этой программы.

Исследования в рамках этого проекта проводятся в нескольких аспектах. Одно из них отражено в материалах, публикуемых в данной монографии. Его целью являлось исследование с максимальной, при современном уровне знаний, степенью детальности структуры климатических и ландшафтных колебаний и их трендов на протяжении всего кайнозоя. Этот огромный по времени интервал важен потому, что именно на него приходится в основном становление современной оболочки, а глобальная климатическая система, как и вся геосфера, перешла от безледного режима к ритмично-ледниковому. Исследование кайнозоя открывает перспективу выявления основных закономерностей разно-масштабных изменений климата и их причин.

В главах, посвященных региональным характеристикам, авторы придерживались прежде всего подразделений, содержащихся в общепринятых геологических шкалах. Вместе с тем, специальное внимание уделялось некоторым этапам, имевшим узкие хронологические рамки (например, поздне-ледниковье), но отражающих резкие ландшафтно-климатические перестройки. Кроме того, детализация данных о последнем межледниково-ледниковом цикле и голоцене имеют важное значение для познания современной природной обстановки и прогноза ее состояния в будущем.

В качестве первого этапа данного проекта национальной программы была поставлена задача установления в первую очередь региональных особенностей ландшафтно-климатических трансформаций в пределах такой обширной территории, как Северная Евразия.

В проведении работ по проекту и в создании монографии приняли участие исследователи, специалисты в области ландшафтно-климатических реконструкций основных регионов Северной Евразии (в рамках России и территорий Центральной Азии). Преимущества данной территории заключаются в том, что в ее пределах в кайнозое можно проследить изменения климата и ландшафтных обстановок от условий, приближающихся к тропическим, до экстремально криоморфных, т.е. в диапазоне, даже несколько превышающем современный глобальный климато-ландшафтный спектр.

Фундаментальные исследования разных этапов кайнозоя, проведенные А.Н.Криштофовичем, В.М.Синицыным, А.Л.Яншиным, В.Н.Саксом, Ю.П.Барановой, С.Ф.Бискэ, А.А.Григорьевым, М.К.Будыко, И.П.Герасимовым, К.К.Марковым, В.П.Гричуком, послужили основой, позволившей проследить с высокой степенью детальности свое-

образие и общность перестроек ландшафтов и климатов в спектре регионов со столь контрастным диапазоном условий, как Центральная Азия и крайний Северо-Восток Азии. Существенным дополнением данных на субконтиненте послужили характеристики, полученные при изучении Полярного бассейна, Атлантического и Тихого океанов.

Проведенный в едином ключе анализ выявил, вместе с тем, и определенную неравномерность в степени изученности и временном охвате в различных регионах, что отразилось на содержании отдельных разделов монографии.

Синтезом полученных результатов послужили схемы, сопровождающие многие региональные разделы монографии и содержащие основную информацию о событиях в каждом регионе. В ходе совместных обсуждений, проводившихся участниками данного исследования, была выработана общая структура таких сводных схем, построенных как для палеогена и неогена, так и для плейстоцена и голоцена.

В каждой схеме приводятся: общая хроностратиграфическая шкала, утвержденная Российским МСК, затем схема, утвержденная региональным МСК, в качестве дополнения было возможно также включение схемы, которой придерживается данная творческая группа, если ее представления имеют отличия от утвержденной региональной схемы. Последнее оказалось необходимым, так как новейшие подробные исследования требовали большей детализации по сравнению с подразделениями "официальных" схем. Вместе с тем, помещение всех трех типов схем позволило "привязать" выделяемые события к общим хроностратиграфическим шкалам и, тем самым, провести их сопоставление. Далее приводятся опорные разрезы и палеонтологические характеристики. Особая часть схем посвящена ландшафтным перестройкам, для чего был разработан возможный спектр ландшафтных состояний на уровне зон и подзон. В заключительной части даются климатические характеристики в виде кривых. В схемах, как и в тексте монографии, преимущество отдавалось количественным оценкам, полученным, в частности, с помощью методов, разработанных в Лаборатории эволюционной географии Института географии РАН. Однако в случаях, когда данных для количественных оценок оказывалось недостаточно, допускались и качественные характеристики. В определенной степени о климатических изменениях можно также судить по данным о ландшафтных перестройках.

В разделе по океанам, наряду с реконструкциями, основанными на палеонтологических методах, использовались также данные изотопно-кислородного анализа.

В заключительной главе монографии проводится параллелизация основных ландшафтно-климатических событий, происходивших в отдельных регионах, и представлена общая типизация колебаний и тренды климатических изменений.

По пространственно-временному охвату – от палеоцена до голоцена (более 60 млн лет) в пределах столь обширной и многообразной по своей природной истории территории, как Северная Евразия, данная монография является одной из пионерных в мировой науке, что определяет не только ее достоинства, но и недостатки; критические замечания о

них будут встречены авторами с большой заинтересованностью.

Авторский коллектив выражает искреннюю признательность Е.Е.Гуртовой за помощь в работе над рукописью, а также благодарит Н.П.Кураленко, Т.Ю.Малишевскую, Т.В.Хвост, Е.Г.Матецкую за подготовку монографии к изданию.

А.Величко

Глава 1

МЕТОДЫ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Введение

В последние десятилетия значительно вырос интерес исследователей, правительственных и международных организаций, научной общественности к вопросам климатологии: долгосрочным и короткопериодическим колебаниям климата, факторам его формирования и влияния на мировую экономику, эволюции в прошлом, прогнозу его изменений в будущем, в том числе и под влиянием антропогенной деятельности. Для данной работы в рамках названных выше приоритетными являются вопросы: соотношения современного и древнего климатов, методы реконструкции климатов прошлого, степень надежности таких реконструкций и их достоверность.

Как известно, вплоть до начала XIX в. считалось, что климатические условия зависят только от наклона солнечных лучей, т.е. от высоты Солнца над горизонтом. В начале XIX в. А.Гумбольдт дал новое определение климата: «Слово “климат” прежде всего означает некоторое специфическое свойство атмосферы, которое зависит от непрерывного совместного действия подвижной поверхности моря, изоборужденной течениями противоположных температур, с излучающей тепло суши, которая представляет громадное разнообразие в отношении своей орографии, окраски и состояния покоя» [Гумбольдт, 1959]. В конце XIX в. и в первой половине XX в. появилось много новых определений климата, в большинстве из которых климат в первую очередь рассматривался с метеорологических и погодоведческих позиций.

Еще в конце прошлого века основоположник классической климатологии Ю.Ханн дал такое определение климата: «Климат – это совокупность погод за больший или меньший отрезок времени в их обычном среднем проявлении в то или иное время» [Hann, 1883]. С таких погодоведческих позиций рассматривали климат А.И.Воейков [1884], В.Кёппен [1938], С.П.Хромов [1974] и мн. др. Но, вероятно, определения климата, базирующиеся только на погодоведческой основе, весьма сужают понятие “климата”, отождествляя погоду и климат. Различия между ними усматриваются в таком случае только во времени [Величко, Ясаманов, 1986]. Действительно, погода является одной из важней-

ших, хотя и весьма кратковременных, форм отражения климата. Однако в понятие погоды обычно включается лишь состояние атмосферы [СЭС, 1984], что, безусловно, ведет к обеднению понятия “климат”.

Но существуют, конечно, и другие подходы к пониманию климата. Своеобразной позиции в понимании климата придерживался Л.С.Берг [1927]. Под климатом он понимает среднее состояние разных метеорологических элементов, поскольку это среднее состояние сказывается на жизни растений, животных и человека, а также на типе почвенного покрова. Географическое понятие климата, данное Л.С.Бергом, тесно увязывает метеорологические элементы с биосферой. Определение климата как весьма сложной системы предложено А.С.Мониным и Ю.А.Шишковым [1979]: “Климат – это статистический ансамбль состояний, которые проходят океан–суша–атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий”. Наиболее тесно содержание климата со свойствами географической оболочки изложено в исследованиях М.И.Будыко [1980, 1984]. Таким образом, обобщая географический подход к пониманию климата, можно определить, что климат – это результат развития сложнейшей системы взаимодействия атмосферы, гидросферы, биосферы и земной коры [Величко, Ясаманов, 1986]. Взаимодействие отдельных компонентов этой сложнейшей системы, где центральным компонентом выступает атмосфера, показано на рис. 1.

При исследованиях современного климата и его изменчивости за последние 150–200 лет используются главным образом инструментальные наблюдения. Выявленные климатические закономерности, как правило, находят свое подтверждение в изменчивости других природных компонентов. Например, отчетливое потепление климата 20–40-х годов нашего столетия для 40–75° с.ш. (рис. 2), установленное объективными инструментальными данными, подтвердилось такими фактами, как отступление ледников и кромки морских льдов, расширение к северу ареалов теплолюбивых наземных и морских животных и т.п. Данный пример, кстати, хорошо иллюстрирует возможности принципа актуализма проследить динамику климатических параметров на основе изучения других компонентов географической (ландшафтной) оболочки.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

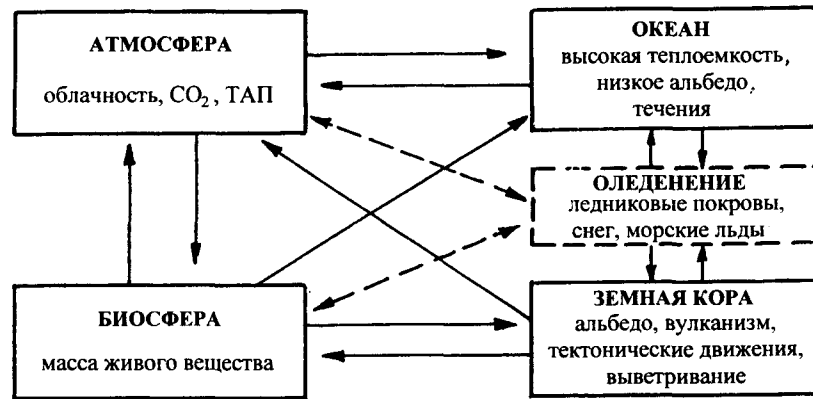


Рис. 1. Взаимодействие компонентов климатической системы (по А.А.Величко, Н.А.Ясаманову [1986])

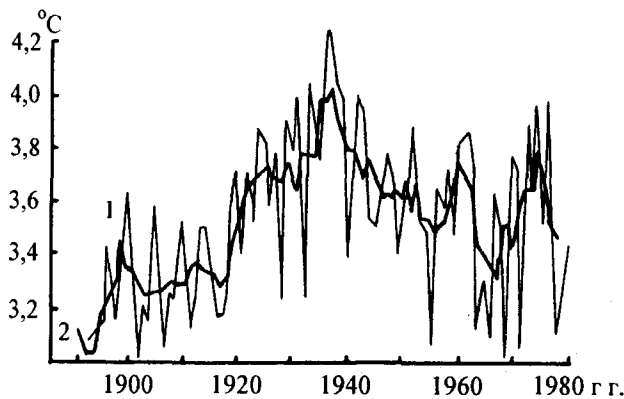


Рис. 2. Колебания температур за последние 100 лет (по Е.П.Борисенкову и В.Н.Приемову [1975 г.])
1 – среднегодовые изменения температур; 2 – осредненные за десятилетие

При исследовании климатов исторического прошлого за пределами периода инструментальных наблюдений могут быть применены косвенные показатели климата. Для этого используются летописи и сказания народов мира, рассматриваются памятники материальной культуры человечества, по характеру которых зачастую удается выявить особенности той или иной эпохи. Однако, как правило (это касается в основном литературных памятников), получаемые сведения относятся главным образом опять же к погодным условиям прошлого. Сообщается об особо жарком лете, особо холодной зиме или о позднем наступлении весны или осени, об очень дождливом или очень сухом сезоне, и т.п. При этом лишь в отдельных случаях удается проследить погодные характеристики за более или менее длительные интервалы времени.

Одной из важнейших методологических проблем палеоклиматологии является установление принципов, на основе которых следует соотносить понятие о современном климате с таковым о палеоклимате. Очевидно, для этого необходимо располагать некими общими критериями, исходя из которых, можно интерпретировать состояние климатов в настоящем и прошлом. При таком подходе,

вероятно, возникли бы затруднения с использованием понятий о климате, основанных прежде всего на метеорологических характеристиках, например, таких как климат – статистический ансамбль погод и т.д., поскольку за пределами периода инструментальных наблюдений, а тем более для далекого геологического прошлого, установить погодные (атмосферные) характеристики непосредственно не представляется возможным.

Специалист в области современного климата, помимо данных о состоянии подстилающей поверхности, располагает широким спектром материалов о временном ряде изменений гидротермических показателей, количестве приходящей радиации, региональных и глобальных особенностях атмосферной циркуляции и т.п. Синтезируя широкий спектр данных, основываясь на особенностях циркуляции атмосферы, можно установить свойства климата для каждой конкретной территории.

В ином положении находится исследователь, пытающийся установить свойства климата в далеком прошлом. В качестве исходных материалов он располагает в основном данными о подстилающей поверхности, т.е. о всем многообразии современных земных ландшафтов, подчиняющихся законам

географической зональности и провинциальности, высотной поясности, о литогенной основе этих ландшафтов, содержащей биогенные, биокосные и собственно литогенные свидетельства былых ландшафтов (так называемые индикаторы палеоклимата). Первое значительное обобщение мировых данных на русском языке по истории, методам и результатам палеоклиматических исследований было опубликовано В.М.Синицыным в 1967 г.

С тех пор количество палеоклиматической информации неизмеримо возросло. Изучение свойств климата на базе таких данных оформилось в целое направление, рассматриваемое как экспериментальная палеоклиматология [Величко, 1985]. Одно из основных ее положений заключается в существовании объективных связей между компонентами современной подстилающей поверхности (ландшафтными компонентами) и свойствами климата, причем подразумевается наличие таких связей и в прошлом. Ясно, что подобная процедура реализации палеоклиматических реконструкций основана на принципе актуализма. Однако другое важное положение экспериментальной палеоклиматологии заключается в наложении обязательных ограничений на принцип актуализма. Палеогеографические исследования показали, что структура и состав природных компонентов прошлых эпох отнюдь не аналогичны таковым современной эпохи и прямое использование принципа актуализма в палеоклиматических реконструкциях может привести к ошибкам. Освободиться от них можно путем дифференцированного анализа данных. В концептуальном отношении это означает, что принцип актуализма должен сопрягаться с принципом, который получил определение как принцип палеоактуализма у И.П.Герасимова [1979], дополнительности у А.А.Свиточа [1982], дисконформизма у А.А.Величко [1985].

Тем не менее, сохраняет свое значение основная методологическая предпосылка палеоклиматологии о тесной сопряженности свойств климата прошлого со свойствами природных систем поверхности Земли [Величко, Ясаманов, 1986]. Именно подход, согласно которому климат рассматривается как одна из составляющих природных систем (географического ландшафта), наиболее соответствует задачам анализа климата во времени, поскольку позволяет напрямую связать огромный массив палеогеографических данных по эволюции ландшафтных систем с задачами палеоклиматологии.

Как показывает опыт экспериментальной климатологии, палеоклиматические реконструкции ограничиваются в основном восстановлением сезонной изменчивости термического режима и режима увлажнения, а также некоторыми общими среднегодовыми характеристиками. Такие параметры непосредственно связаны с палеогеографическими индикаторами ландшафтов прошлого, без анализа циркуляционных процессов, данных о внешних факторах и взаимодействии в системе глобального кли-

мата, поскольку эти сведения практически отсутствуют. В этом отношении процедура получения палеоклиматических реконструкций в экспериментальной палеоклиматологии содержит элемент неопределенности.

Устранить такую неопределенность, казалось бы, возможно с помощью другого направления в палеоклиматологии — палеоклиматического моделирования. Однако этот путь осложняется трудностями ввода в модель всей совокупности климатообразующих факторов. Еще более существенным недостатком моделирования климатов прошлого является то обстоятельство, что модели основаны на современном климате и как бы имитируют его. Понятно, что для успешного моделирования климатов прошлого также необходим учет принципа палеоактуализма (дополнительности, дисконформизма). На современном же уровне приходится все же больше ориентироваться на реконструкции палеоклиматов, опираясь на прямые (палеогеографические) индикаторы.

Тщательный отбор и корректное использование таких индикаторов является важнейшей методической предпосылкой для дальнейших реконструкций палеоклиматов. Классификация палеогеографических индикаторов (показателей климатов прошлого) и их основные характеристики приведены в указанном выше обобщении В.М.Синицына [1967]. В дальнейшем с определенными изменениями и дополнениями они использовались в ряде других работ по палеоклиматологии [Славин, Ясаманов, 1982; Ясаманов, 1985; Борзенкова, 1992; и др.]. Творческим коллективом сотрудников Института географии РАН и некоторых других научных учреждений России, многие из которых являются авторами данного исследования, были детально проработаны методические приемы реконструкции палеоклиматов в свете основных положений экспериментальной палеоклиматологии [Методы реконструкции палеоклиматов, 1985; Методические рекомендации..., 1986; Гричук и др., 1987; и др.].

Краткий разбор основных разработок по данной тематике приводятся ниже.

Палеоботанические данные

Реконструкции для кайнозоя

Использование палеоботанических данных для палеоклиматических реконструкций обусловлено существованием тесных связей между растениями и климатом. Внутри крупных ботанических провинций, характер которых во многом связан с особенностями их формирования, ареалы растений и, прежде всего, травянистых растений как в прошлом, так и сейчас в основном определяются климатическими условиями, но, конечно, с учетом

рельефа и состава подстилающих грунтов. Выяснив пределы того или иного климатического показателя, допускающие существование данного вида (или группы видов), с достаточной долей уверенности можно заключить, что если в отложениях найдены остатки этого вида (этих видов), то количественные характеристики климата во время накопления данных осадков соответствует указанным пределам.

Основой для выполнения ландшафтно-климатических реконструкций могут служить следующие показатели.

Палеоклиматические реконструкции на основе спорово-пыльцевых спектров. Они позволяют получить:

- качественные климатические характеристики – по появлению и преобладанию в спектрах пыльцы растений с узкой экологической амплитудой;
- количественные характеристики – на основании определения зональной приуроченности отраженных в спектрах растительных формаций;
- количественные характеристики основных климатических показателей на основе информационно-статистического метода.

При выполнении качественных палеоклиматических реконструкций принимается во внимание климатическая приуроченность таксонов растений, пыльца которых отмечена в спектрах, а также их роль в растительных формациях. Последний устанавливается по количественным соотношениям компонентов спектров. Это обуславливает необходимость тщательного учета современной эколого-ценотической приуроченности рассматриваемых таксонов, колебаний частоты их встречаемости, равно как и пыльцевой продуктивности в разных частях современных ареалов этих таксонов, в разных экологических условиях и в разных фитоценозах.

При выполнении количественных климатических реконструкций на основе спорово-пыльцевых спектров следует учитывать, что характер растительных формаций в предшествующие эпохи плейстоцена и эоплейстоцена и, тем более, неогена и палеогена, существенно отличался от современных; некоторым исключением является лишь голоцен: есть все основания предполагать значительную общность растительных формаций, существовавших на всем его протяжении, включая современность.

Выявление таксонов-индикаторов. Выявление таксонов-индикаторов в составе ископаемой флоры позволяет получить качественные и, реже (опосредованно), количественные климатические характеристики. Реконструкции первого типа обычно не вызывают затруднений: очевидно, что присутствие в исследуемых отложениях остатков кустарниковых берез, кустарниковых видов ив, холодоустойчивых, тундровых и северотаяжных по своему распространению видов плаунов южнее их современного ареала свидетельствует о суровом климате, характерном для холодных эпох конца кайнозоя. Наоборот, находки остатков теплолюбивых таксо-

нов, таких, например, как лапина, грецкий орех, виноград, платан и др., в районах, находящихся вне их современных ареалов, однозначно свидетельствуют о климате, более теплом, чем современный.

Из сказанного ясно, что постоянно должны учитываться географическое положение района исследований, для которого проводятся палеоклиматические реконструкции, его современная флора и растительность. В разных районах один и тот же вид может выступать и как показатель похолодания, и как показатель потепления климата.

Индикаторами являются в первую очередь виды растений и лишь во вторую – роды. Гораздо реже индикаторами ландшафтов и климата могут служить надродовые таксоны – секции и семейства, но и такие примеры известны, особенно для древних, третичных, флор.

Количественные палеоклиматические реконструкции на основе таксонов-индикаторов также базируются на современной климатической приуроченности растений, относящихся к данному таксону. Например, тот факт, что современный ареал *Ilex aquifolium* не выходит за пределы январской изотермы 0°C, позволяет сделать вывод, что присутствие его ископаемых остатков говорит о преимущественно положительных зимних температурах в период существования в составе древнего ландшафта.

Палеоклиматические реконструкции на основе ископаемых флор. Ископаемая флора в целом – наиболее информативный показатель климата [Гричук, 1969; Величко и др., 1982; и др.]. При достаточной численности степень ее репрезентативности существенно выше, чем степень репрезентативности отдельных ее компонентов или их малочисленных групп. В состав ископаемой флоры входят растения разной экологической приуроченности, что позволяет нивелировать возможные ошибки, обусловленные влиянием локальных условий обитания того или иного индикаторного таксона.

Методика реконструкции палеоклиматов плейстоцена предусматривает два способа определения пределов исследуемого элемента климата, при которых возможно существование всех компонентов каждой конкретной ископаемой флоры.

Первый из них заключается в картографическом суммировании современных ареалов видов (родов) растений и выявлении современного центра их концентрации, т.е. района, в котором сейчас произрастает большинство видов, обнаруженных в исследуемых отложениях. Основные климатические показатели этого района определяются по данным расположенных здесь метеостанций.

Другой способ палеоклиматических реконструкций на основе флористических данных заключается в совмещении “климатических ареалов” растений – компонентов ископаемой флоры. Для этого для каждого вида (рода) растений по данным метеостанций, расположенных в пределах его ареала, строятся особые графики – климатограммы; на ка-

жом из них показаны пределы двух выбранных климатических параметров, допускающих существование данного таксона. На практике обычно используют две климатограммы для каждого таксона: на одной показаны температуры самого теплого и самого холодного месяцев на территории его ареала (обычно января и июля), на другой – сумма осадков за год и продолжительность безморозного периода. Совмещая климатограммы всех растений – компонентов исследуемой флоры, находят участок климатического поля, который является общим для всего комплекса и, следовательно, позволяет допускать возможность совместного существования всех его компонентов. Ископаемая флора является в данном случае суммарным индикатором наиболее вероятных климатических условий времени ее существования.

Указанные методы палеоклиматических реконструкций базируются на одних и тех же исходных данных (климатические условия на территории современных ареалов растений – компонентов ископаемых флор), но независимы друг от друга, так как предусматривают разные способы “считывания” климатологических данных.

При выполнении реконструкций для раннечетвертичного времени, неогена и палеогена рекомендуется использовать преимущественно метод климатограмм, избегая при этом перенесения в прошлое современных сочетаний природных компонентов, освобождаясь от учета ценотических связей растений, которые в третичное время могли быть существенно иными, чем сейчас.

Реконструкции для голоцена

Для получения количественных палеоклиматических показателей для данного интервала времени могут быть использованы: флористический (рассмотрен выше), зонально-формационный и информационно-статистический методы.

Зонально-формационный метод реконструкции палеоклиматов голоцена. Метод основан на установлении связи между современными растительными зонами, подзонами, группами формаций и современными климатическими характеристиками, на выявлении в голоцене древних аналогов современной растительности и на перенесении в прошлое соответствующих климатических показателей. В зависимости от масштабов и целей работы в каждом конкретном регионе определяются группа преобладающих современных растительных формаций и соответствующие ей климатические характеристики. Затем строятся кривые распределения разных величин климатических показателей, соответствующих определенной группе формаций. Это позволяет установить оптимальные (наибольшая повторяемость) и крайние (наименьшая повторяемость) условия их произрастания.

Реконструкция древних аналогов современной растительности основана на установлении идентичности древних и субрецентных пыльцевых спектров.

После выявления контура древней зоны, группы формаций на нее переносятся климатические показатели характеристик для ее современного аналога. Подробно этот метод освещен в работе С.С.Савиной и Н.А.Хотинского [1982].

Информационно-статистический метод палеоклиматических реконструкций по палинологическим данным. В основе данного метода лежит статистическая связь современных спорово-пыльцевых спектров равнинных территорий Северной Евразии с современными климатическими условиями [Климанов, 1981, 1985]. С помощью информационно-логического анализа определена мера зависимости между климатическими показателями и составом пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевых рецентных спектрах и значимость пыльцы каждой породы при определении соответствующих климатических характеристик.

В соответствии с мерой зависимости между климатическими параметрами и составом пыльцы пыльцу древесных пород можно разделить на высоко-, средне- и слабозначимую в суждении о климатических характеристиках. Так, при реконструкции ландшафтной зональности высокосредней будет пыльца дуба, липы, лиственницы, бука, граба, карликовой березы; среднесредней – пыльца кедра и кедрового стланика, вяза, ели, пихты; слабозначимой – пыльца ольхи, сосны, березы, ивы.

Если в спорово-пыльцевых спектрах при малом количестве родов древесных пород присутствует высокосредняя пыльца, то тогда можно с большей определенностью судить о климатической характеристике по этому спектру, чем по спектру, в котором присутствует пыльца только слабосредней пород. Легко заметить, что к малосредней пыльце относится пыльца тех древесных пород, которые имеют очень обширный ареал или интразональны.

Количественные расчеты подтверждают качественные данные о зависимости количественного содержания и качественного состава пыльцы от климатических условий и растительного покрова. Подготовленные по этим данным специальные таблицы позволяют по представленным спорово-пыльцевым спектрам из различных отложений производить определение количественных характеристик голоцена и позднеледниковья.

Палеозоологические данные

Палеозоологические данные рассматриваются на примере изучения млекопитающих и фауны моллюсков.

Палеотериологические данные. Основной методической предпосылкой для индикации палеоклиматов по остаткам ископаемых зверей является общеизвестный принцип актуализма. Обстановку прошлого – ландшафты, биотопы, климат, погоду – палеотериологи реконструируют по примерам современной экологии, экологии зверей, близких или тождественных с ископаемыми. Конечно, наибольшее число доказательств правомерности сказанного имеется для четвертичного периода. Палеоэкология ископаемых зверей плейстоцена может считаться постулатом [Верещагин, 1985].

Вторая методическая предпосылка заключается в том, что палеоклимат познается по какому-то индикаторному виду зверя или комплексу видов не непосредственно, а опосредованно – через реконструированные ландшафты и биотопы, существовавшие в определенных климатических константах. Возможности и точность реконструкции палеоландшафтов и палеоклимата по остаткам вымерших зверей, разумеется, не беспредельны, однако по сравнению с другими представителями животного мира ископаемые млекопитающие нередко могут дать даже более полную информацию о палеоландшафтах, палеобиотопах и палеоклиматах, а в некоторых случаях даже отразить погодные условия, например, сезонность, глубину и характер снежного покрова.

Третья методическая предпосылка заключается в необходимости учитывать тафономический тип захоронений звериных остатков. Наилучшие результаты для реконструкции палеоландшафтов и палеоклиматов могут дать комплексные захоронения в асфальтах, в многолетней мерзлоте, в пещерах, в торфяниках, худшие – в аллювиально-озерных отложениях, делювии и лёссах. Дело в том, что в асфальтах или битумах и в мерзлых грунтах иногда сохраняются мумифицированные мягкие ткани, трупы, кожа, шерсть, кормовая масса желудка, что расширяет познания об экологии зверей и, следовательно, о среде их обитания.

Рассмотрим, какие отряды, семейства и роды зверей могут дать лучшие палеоклиматические показатели.

С теоретической точки зрения наиболее достоверные результаты могут дать стенотипные виды с узкой специализацией к определенным биотопам и ландшафтам. Очевидно, что убиквисты, например, волк и заяц, для этого мало подходят.

Из отряда насекомоядных для реконструкции ландшафта и климата пригодны кроты, выхухоли, отчасти ежи как относительно мезофильные и гидрофильные зверьки или как связанные с ландшафтом пустынь и полупустынь (ушастые ежи), исключаящие наличие многолетней мерзлоты.

Из отряда хищных к видам с хорошей индикацией относятся песец, ареал которого в эпохи оледенений сдвигался далеко к югу, белогрудый или черный медведь, для питания которого нужны желуди и орехи (лесные, маньчжурские, кедровые).

Представляют интерес и южные виды кошек.

Среди непарнокопытных хорошими индикаторами ландшафтов может быть древний носорог, а в болотных теплых джунглях – тапир. Лошадь и осел, как правило, интересны тем, что дают представление преимущественно о степном ландшафте с твердым грунтом.

В отряде парнокопытных известно замечательное адаптивное свойство – приспособление плотнорогих и полорогих к разнообразным обстановкам, рельефу и типу корма. Так, остатки северного оленя почти всегда указывают на наличие в окрестностях ягеля и полукустарников, а, следовательно, и довольно холодного климата. Остатки кабана и косули, а также благородного оленя типа марала и изюбря дают представление о лесных биотопах и о достаточно мощном снежном покрове в зимний период. Присутствие сайгака, наоборот, указывает на существование степи, плотных грунтов, снежного покрова не выше 30 см, сухого континентального климата.

Из отряда хоботных мамонты, питавшиеся травой, корой и ветками кустарников и деревьев (особенно чозении), с их маленькими ушами и тонкой эмалью зубов существовали в холодном, резко континентальном климате, во всяком случае так было на севере Евразии [Верещагин, 1985].

Наконец, в отряде грызунов есть много стенотипных видов, существовавших в строго зональных и даже локальных ландшафтах и биотопах, а, следовательно, и палеоклиматах. Таковы, например, лемминги и суслики.

Используя метод климатограмм (принцип его применения тот же, что и в палеоботанике) для анализа микротериологического материала, удалось, в частности, получить температурные кривые (температуры января и июля) для позднего плейстоцена центральных районов Русской равнины [Маркова, 1985].

Палеомалакологические данные. Изучение распространения и состава ископаемой фауны моллюсков служит важным источником информации о климатических условиях прошлого. Наиболее информативными являются исследования по зоогеографии, экологии, а также по геохимии раковин отдельных видов и палеотермометрии [Чепалыга, 1985].

Зоогеографический метод. Ценную информацию об изменениях климата можно получить, изучая сдвиг ареалов ныне живущих видов и родов. Особенно показательны северные границы ареалов теплолюбивых видов. Так, род *Corbicula*, распространенный сейчас в тропиках и субтропиках, в межледниковые эпохи плейстоцена заходил далеко к северу от современного ареала. В настоящее время северная граница *Corbicula fluminalis* проходит через южную часть Болгарии, Турцию, бассейн Куры, т.е. около 42–43° с.ш. В микулинское межледниковье представители *Corbicula fluminalis* распространялись до 47–48° с.ш., а в лихвинское – до 55°

с.ш., что свидетельствует о значительно более теплом климате в микулинское, а тем более в лихвинское межледниковье по сравнению с современными условиями.

В истории пресноводной фауны моллюсков на разных этапах плейстоцена развивались фауны, с которыми близки современные зоогеографические группировки – от субтропической до субарктической. На основании определения зоогеографических группировок ископаемых фаун можно реконструировать эквивалентные им широты их распространения в прошлые эпохи, а также оценить климатические колебания в градусах географической широты.

Экологический метод. Среди пресноводных моллюсков выделяются следующие основные экологические группировки: 1) реофилы – обитатели быстротекущих водоемов со скоростью течения не менее 0,5–1,0 м/с; 2) лимнофилы – обитатели медленнотекущих и крупных стоячих водоемов; 3) стагнофилы – обитатели луж и других мелких стоячих водоемов, в том числе и временных. В теплых межледниковых фаунах преобладали реофилы и лимнофилы благодаря широкому развитию крупных речных и озерных бассейнов. В ледниковые эпохи реофилы встречались редко и были малочисленными, а преобладали стагнофилы, что было связано с относительной сухостью климата и эфемерностью многих существовавших тогда водоемов.

Детальные исследования зоогеографических и экологических особенностей ископаемой фауны пресноводных моллюсков плиоцена и плейстоцена Восточной Европы и Кавказа позволили выявить последовательную смену теплолюбивых и холодолюбивых фаун – криокомплексов и термокомплексов, связанных с климатическими колебаниями [Чепалыга, 1967].

Геохимические методы. Для слабосоленых и солоноватоводных водоемов Понто-Каспия анализ изотопов кислорода не позволяет реконструировать абсолютные температуры вод, в которых обитали моллюски, однако с его помощью можно восстанавливать другие важные показатели палеоклиматов. Установлено, что доля температурного фактора в формировании изотопного состава раковин здесь не превышает 20%, остальное относится за счет пресных вод, поступавших с суши в основном с севера [Николаев, Попов, 1973]. Несмотря на невозможность реконструкции палеотемператур изотопный состав кислорода древних водоемов можно использовать как индикатор увлажненности и интенсивности таяния ледников в пределах водосборного бассейна.

Методы магнезимальной палеотермометрии. Довольно успешно используются при определении абсолютных палеотемператур по остаткам раковин моллюсков. Выявлена четкая корреляция между концентрацией кальция, магния, стронция, бария в раковинах моллюсков и температурой среды их

обитания [Ясаманов, 1978]. Установлено, что содержание кальция и стронция в раковинах разных видов мало изменяется в зависимости от таксономической принадлежности и литологического состава грунта, но величина кальций-стронциевого отношения определяется температурным режимом. По результатам анализа арагонитовых раковин солоноватоводных моллюсков (стронциевый метод) установлены, например, средние температуры вод в понте, киммерии, акчагыле и апшероне [Чепалыга, Ясаманов, 1985].

Палеопедологические данные

В формировании и развитии почв климат играет важную и определяющую роль. Ярким подтверждением зависимости почвообразования от климата является географическое распределение основных типов почв на земном шаре, которое подчиняется универсальному закону широтной климатической зональности. Изменения климатических условий как непосредственно, так и через влияние на растительность, характер материнских пород и кор выветривания определяет географические смены почвенных зон, подзон, провинций.

Установленный В.В. Докучаевым закон почвенной зональности наиболее ярко проявляется на обширных равнинных территориях, где четко прослеживается и климатическая зональность. В почвоведении неоднократно предпринимались попытки использовать количественные методы в оценке существующих взаимосвязей между почвами и климатом в виде различных гидротермических коэффициентов [Герасимов, Глазовская, 1960], а также эмпирических расчетов зависимости от элементов климата отдельно взятых почвенных свойств [Иенни, 1948]. Следует отметить, что и теоретические представления, и фактический материал позволяют считать закон климатической обусловленности почвообразования применимым только для зрелых, дифференцированных на горизонты, почвенных профилей, а не для их отдельных свойств.

Основой для палеоклиматических реконструкций по палеопедологическим данным являются полноразвитые профили погребенных почв. Наиболее хорошо погребенные почвы сохраняются в лёссовых отложениях, широко развитых во многих регионах Северной Евразии.

Реконструкции климатических условий прошлых этапов педогенеза представляются наиболее эффективными на основе концепции И.П. Герасимова об элементарных почвенных процессах (ЭПП) как основных составляющих почвообразования [Герасимов, Глазовская, 1960; Герасимов, 1973]. В основе реконструкции генезиса палеопочв заложены также представления об ЭПП как результате преобразования исходной породы в генетически обусловленный, построенный из горизон-

тов почвенный профиль [Таргульян, 1985]. В палеопедологии главными показателями генетической диагностики ископаемых почв являются строение профиля, сочетание устойчивых признаков микростроения в генетических горизонтах и по профилю, гумусное состояние при учете значительной трансформации гумуса после погребения, тип выветривания минеральной массы, качественный состав глинистых минералов, закономерности распределения устойчивых компонентов вещественного состава [Герасимов, 1971; Морозова, 1981; и др.].

Среди ископаемых почв широко представлены практически все известные главные генетические типы строения почвенных профилей (по Б.Г. Розанову [1975]), что открывает возможности для применения принципа актуализма. Однако, учитывая самобытность ископаемых почв, использовать этот принцип надо крайне осторожно.

Ископаемые почвы, как правило, представляют собой полигенетические образования, прошедшие полный цикл развития между двумя более холодными (ледниковыми) эпохами. Профиль ископаемой почвы содержит информацию о различных стадиях педогенеза, записанных, согласно схеме А.А. Величко, в прото-, син- и постэвентных признаках [Величко, Морозова, 1985]. Только синэвентные признаки характеризуют типичные условия почвообразования при потеплении климата в межстадиальную или межледниковую эпохи. Прото- и постэвентные признаки являются, соответственно, унаследованными и наложенными и отражают другие, более холодные, условия.

Отметим также и некоторые другие причины, ограничивающие точность палеоклиматических реконструкций по педологическим данным:

- изоморфизм почв или сходное строение профилей современных дневных почв, встречающихся в различных природных условиях;

- отсутствие в некоторых случаях прямых современных аналогов древних межледниковых, а тем более интерстадиальных, почв;

- полигенетичность современных дневных почв, содержащих в своем строении и свойствах реликтовые элементы, не соответствующие современным условиям;

- невозможность прямых сопоставлений между стадиями педогенеза и фазами развития растительности в межледниковья.

Корректная диагностика и учет изложенных ограничений позволяют переходить непосредственно к палеоклиматическим реконструкциям. Уровень надтиповой диагностики палеопедогенеза с определением почвенно-климатического пояса отражает наиболее общую характеристику гидротермических условий, например, области с субтропическим климатом четко отделяются от областей умеренного климата. Более высокий уровень реконструкции элементов палеоклимата достигается на основе диагностики типов палеопочв и определения их зо-

нально-провинциальных особенностей, например, намечается распространение лесных, лесостепных и степных ландшафтов. Важно подчеркнуть, что характер и конфигурация границ различных палеопочвенных ареалов являются самостоятельной важной информацией. Так, например, анализ палеоареалов почв для соответствующего времени позволил конкретизировать природную обстановку таких своеобразных интервалов позднего плейстоцена на Русской равнине, как крутицкий или брянский.

Литологические данные

В отечественной и мировой науке уже довольно давно, несмотря на существующие до сих пор дискуссионные вопросы, достигнуты значительные результаты в области изучения литологических индикаторов климата, опубликованы фундаментальные исследования по этой тематике [Рухин, 1953; Шварцбах, 1955; Страхов, 1962; и др.]. В настоящее время считается общепризнанным, что жаркому аридному климату присуще накопление солей, гипсов, доломитов. В связи с более высокой растворимостью доломиты выпадают в осадок после кальцита при возрастающей минерализации воды и высокой щелочности растворов. Для литогенеза в гумидном климате характерны осадки, обогащенные органическим углеводородом, железом, марганцем, алюминием, фосфором, серой. Жаркий гумидный климат благоприятствует латеритообразованию, глинообразованию и выветриванию пород до конечных стадий, протекающих здесь очень энергично.

Более синтезированная оценка литологических данных для реконструкции количественных элементов климата возможна на основе выявления литогенетических формаций (по В.М. Синицыну [1967]) как комплексов осадочных пород, связанных с развитием устойчиво сохраняющихся в течение длительного отрезка геологической истории типов ландшафта. Некоторые литогенетические формации коры выветривания достаточно четко позволяют реконструировать ландшафтно-климатические условия их формирования. Приведем примеры наиболее показательных из них с характеристикой вероятных количественных и качественных оценок палеоклиматов.

Латеритные (ферралитные) коры выветривания (бокситы). Принадлежат к наиболее энергоемким образованиям, возникающим при таком сочетании тепла и влаги, при котором обеспечивается наивысшая интенсивность геохимических процессов, проявляющихся в условиях климата экваториальных муссонов [Синицын, 1967]. По данным Н.А. Ясаманова [1985], латеритообразованию свойственны условия равномерно влажного тропического климата с годовой суммой осадков 1500–3000 мм и среднегодовыми температурами 22–26°C.

Каолиновые коры выветривания. Для них характерен значительно более широкий диапазон климатических условий (хотя и в пределах единого тропического пояса). Формирование этих кор выветривания, по-видимому, прекращается при годовой сумме осадков менее 700 мм и среднегодовой температуре воздуха менее 15°C.

Угленосные формации. Образуются во влажном тропическом и влажном умеренном поясах главным образом в пределах заболоченных низменностей. Здесь накапливаются огромные запасы органического материала, метаморфизация которого приводит в условиях равномерно влажного климата к сильному разложению (угли класса гаметолитов), в условиях переменного влажного климата структура растительных тканей частично сохраняется (угли класса фюзенолитов).

Красноцветные формации (континентальная, карбонатная и гипсоносная). Характерны для тропического и субтропического аридного климата. Она состоит из терригенного полимиктового материала плохой окатанности и сортировки с преобладанием обломков пород и неустойчивых к выветриванию минералов и большим количеством окислов железа. Для данного термического пояса характерна также олигомиктовая формация, состоящая из кварца, каолинит-монтмориллонитовых глин, сидерита, гидрогетита, известковистых и фосфоритовых конкреций. По мере гумидизации климата красноцветная формация становится бескарбонатной и сосуществует с глинистой пестроцветной.

Сиалитные коры выветривания (преимущественно монтмориллонитовые). Они приурочены к теплоумеренному климатическому поясу, причем в зависимости от условий увлажнения встречаются различные ассоциации глинистых минералов.

К сиалитному классу образований относятся и карбонатные лёссовые породы, в минеральной массе которых на фоне преобладания устойчивого к выветриванию кварца встречается определенное количество неустойчивых порообразующих компонентов (роговые обманки, биотит, полевые шпаты), что отрицает процессы глубокого химического выветривания. Можно полагать, что формирование лёссов происходило в аридных, достаточно континентальных климатических условиях при годовой сумме осадков 100–250 мм. Следует особо отметить, что при попытках характеристики ландшафтно-климатических условий формирования лёссов крайне необходим учет принципа дисконформизма. Известно, что основные горизонты лёссов накапливались в условиях глобального похолодания климата при гиперзональной структуре ландшафтов, резко отличной от современной [Величко, 1973]. Учет степени выветрелости минеральной массы лёссов, характера пористости, наличия специфических палеокриогенных горизонтов в лёссах позволяет считать, что их образова-

ние происходило в условиях не только континентального, но и весьма холодного климата [Величко и др., 1985; Величко, Нечаев, 1985].

В заключение отметим, что литологические индикаторы климата достаточно широко используются для характеристики ландшафтно-климатических условий прошлого, главным образом для дочетвертичного времени [Ронов, Балуховский, 1985; Ясаманов, 1985; и др.]. Однако следует иметь в виду, что данные литолого-гео-химических исследований и по настоящее время являются индикаторами преимущественно качественных особенностей климатов прошлого. Именно поэтому их использование наиболее информативно в комплексе с другими данными экспериментальной палеоклиматологии.

Палеокриогенные данные

Со времен исследований Г.И.Вильда и А.И.Войкова мерзлотоведы и климатологи России придавали большое значение общей пространственной взаимосвязи “климат – вечная мерзлота”. В дальнейшем этот принцип развивался и совершенствовался. Так, в публикациях М.К.Гавриловой [1978, 1981], в частности, изложены подходы к генетическому мерзлотно-климатическому районированию, приведены конкретные количественные показатели элементов климата для различных районов современного распространения многолетней мерзлоты. Следует полагать, что данные о многолетней мерзлоте прошлого и связанными с ней криогенными процессами и явлениями являются значимым источником информации о палеоклиматах, тем более, что они относятся в основном к холодным эпохам, для которых количество палеогеографических сведений обычно существенно меньше, чем для эпох потепления климата.

Реконструкция мерзлотных условий прошлого возможна с помощью трех основных подходов: палеоклиматического, геотемпературного и палеокриологического [Величко, Нечаев, 1992].

Палеоклиматический подход является полностью расчетным и не относится непосредственно к области эмпирической палеоклиматологии.

Геотемпературный подход основан на возможности реконструкции палеотемператур горных пород и воздуха в районах развития нестационарных мерзлых толщ [Балобаев, 1985]. Он очень важен, но ограничен в применении только зоной современной многолетней мерзлоты и может быть использован для анализа климатических изменений в течение не древнее последних 50 тыс. лет.

Наиболее важен для эмпирической палеоклиматологии палеокриологический (палеогеокриологический) подход, ибо он не имеет подобных пространственных и временных ограничений. Метод основан на изучении в отложениях (мерзлых и ныне талых) специфических индикаторов проявления

криогенеза в прошлом. Криогенные феномены в зоне современной многолетней мерзлоты недавно были детально охарактеризованы в монографии Н.Н.Романовского [1993] и здесь не рассматриваются.

Исследования равнинных территорий, главным образом вне пределов современной зоны многолетней мерзлоты, показали, что почти все известное многообразие здесь ископаемых мерзлотных образований в ныне талых отложениях можно свести к следующему ограниченному числу основных типов [Попов, 1960; Величко, Бердников, 1969; и др.].

- крупнопolygonальные клиновидные структуры;
- мелкоpolygonальные трещинные формы;
- солифлюкционные образования;
- аструктурные пластические деформации (инволюции).

Крупнопolygonальные клиновидные структуры. Широко распространены в ныне талых отложениях. Они имеют размер по вертикали от 1,5–2,0 до 4,0–5,0 м и более, а диаметр polygonов составляет от 6–8 до 20–30 м и более. Как известно, к этому типу могут относиться как псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ), так и изначально грунтовые жилы, причем первые имеют большее палеогеографическое значение. Их признаки сходства и различия довольно детально исследованы [Каплина, Романовский, 1960; Романовский, 1977 и др.]. Следует особо добавить, что крупные клиновидные структуры – псевдоморфозы по ПЖЛ в некоторых лёссовых и других районах четко ограничены не только в своей нижней наиболее узкой части. Верхние части структур замыкаются на специфические слои в той или иной степени оглеенного материала мощностью до 1,0–1,5 м, часто со следами посткриогенных текстур, представляющие собой выраженные в разрезах остатки погребенного деятельного слоя (ПДС) [Нечаев, 1980].

Мелкоpolygonальные трещинные образования. К этому типу обычно относят образования с поперечником polygonа менее 4–6 м. К настоящему времени достаточно определенно выяснено, что, помимо существующих в природе трещинных мелкоpolygonальных форм, возникших в результате усыхания водонасыщенных тонкодисперсных грунтов, имеются и мелкоpolygonальные образования, связанные с процессами морозобойного растрескивания, особенно если такие формы связаны с относительно грубодисперсными (супеси, пески) отложениями.

Солифлюкционные образования. В разрезах древних перигляциальных областей солифлюкционные образования часто приурочены к кровле ископаемых почв. Их главным признаком является прихотливая слоистость согласно древнему склону.

Аструктурные пластические деформации. Несомненно, что в стабильных мерзлотных условиях эти деформации способствуют образованию атекстурной массы деятельного слоя, часто сильно оглеенной с прихотливо деформированными линзами

органогенного материала. Таким образом, чаще всего проблема интерпретации этих образований связана с выделением в разрезах ПДС.

Палеоклиматическое значение всех этих индикаторов неодинаково. Наибольшее значение имеют псевдоморфозы по ПЖЛ. В настоящее время южная граница современного ареала ПЖЛ совпадает в целом с изотермами среднегодовых температур воздуха $-4\div-6^{\circ}\text{C}$. Однако вдоль южной границы своего ареала они имеют размеры по вертикали, как правило, не более 1,5–2,0 м и развиваются только в благоприятных для них условиях – на торфяниках, в заболоченных депрессиях, на поймах рек. Крупные современные ПЖЛ размером по вертикали до 4–5 м и более широко развиты на Севере Сибири, где среднегодовые температуры воздуха составляют $-8\div-10^{\circ}\text{C}$ и ниже. При этом следует помнить, что наиболее мощные сингенетические ПЖЛ севера Сибири размером по вертикали до 20–30 м формировались в очень суровых условиях конца позднего плейстоцена и не соответствуют, конечно, современным условиям.

Развитие солифлюкционных образований, по данным Т.Н.Каплиной [1965], свидетельствует о том, что годовое количество осадков составляет не менее 250 мм, а широкое развитие грунтовых жил и инволюций отражает как минимум интенсивность сезонного промерзания грунтов вблизи южной периферии области многолетней мерзлоты. Значительное количество данных по всем индикаторам позволило, например, выделить на Русской равнине специальные палеокриогенные горизонты, имеющие важное значение для характеристики холодных этапов плейстоцена на данной территории [Величко, 1975].

Палеогляциологические данные

Весь возможный спектр реконструкций древнего климата на основе палеогляциологических данных приводится в соответствующем разделе сборника “Методы реконструкций палеоклиматов” [1985]. Здесь разбирается информация о конкретных палеоклиматических условиях, запечатленных в ледниковом рельефе и отложениях.

Рельеф. Пояса краевых форм (если доказана их одновозрастность) позволяют оконтурить площадь древнего оледенения и по известному соотношению [Ходаков, 1982] оценить среднюю мощность ледникового покрова по расстоянию от края ледника до ледораздела. При этом чем больше площадь и мощность ледника, тем сильнее его выхолаживающее влияние на окружающую среду. Величина этого “наведенного” похолодания зависит от ряда конкретных условий, но может быть оценена и количественно.

Данные по амплитуде и интенсивности подвижек ледникового края отражают климатическую

Таблица 1. Примерная матрица климатической информативности биогенных палеогеографических компонентов суши внутритропического пространства (по А.А.Величко [1985])

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ		т июля, °С		Доверительный интервал		т января, °С		Доверительный интервал		Средне-годовая t, °С		Р, мм		Доверительный интервал													
		25	15	5	0	1	5	10	5	0	-10	-20	-30	1	5	10	15	-5	-10	-15	200	400	600	800	1000	10	20
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ	Формации																										
	южнотасжые темнохвойные широколиственно-хвойные леса широколиственные леса Западной и Центральной Европы разнотравные и типчаково-ковыльные степи																										
	Роды																										
	Tilia Quercus Carpinus Σ (без вечнозеленого дуба) Picea Σ + Picea																										
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ	Информационно-статистический метод																										
	Виды																										
	Tilia platyphyllos Quercus pubescens Carpinus betulus Метод центров концентрации (Tilia p., Quercus p., Carpinus b.)																										
ЛЕДНИКОВЫЕ	Формации																										
	тундро-степи перигляциальные степи холодные степи																										
	Роды																										
	Betula Salix Larix																										
ЛЕДНИКОВЫЕ	Виды																										
	Betula nana Anaster frut. Selaginella selag. Метод центров концентрации																										
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ	ФАУНА																										
	Комплекс теплолюбивый																										
	Виды (роды) благородный олень лось дикобраз соня-полчок Метод центров концентрации (горностай, темная полевка, суслик, пищуха, неструшка степная и др.)																										
	Насекомые Codes gracilis Villi (жужелица)																										
ЛЕДНИКОВЫЕ	Комплекс холодолюбивый																										
	Виды (роды) лошадь сайга северный олень овцебык лемминги (копытный, обский) песец Метод центров концентрации (песец, лемминги, северный олень, бизон, росомха и др.)																										
	Насекомые Conioleonus aff. ferrugineus Fahr. (долгоносик степной)																										
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ	ПОЧВЫ Типы																										
	бореальное почвообразование подзолистые (без глеево-подзолистых) суббореальное почвообразование бурые лесные черноземы (лугово-степные) тропико-субтропическое почвообразование красноцветы Подтипы почв (?)																										
ЛЕДНИКОВЫЕ	арктико-бореальное почвообразование почвы с признаками палевых мерзлотных гомогенно-глеевых почв Подтипы почв (?)																										

Таблица 2. Примерная матрица климатической информативности криогенных и литологических палеогеографических компонентов суши внетропического пространства (по А.А.Величко [1985])

ЛЕДНИКОВЫЕ Криосферные компоненты Ледниковый покров южная граница моделирование	t°С июля 25 20 15 10 5	t°С января 5 0 -5 -10 -15 -20 -25 -30 -35	вероятные	среднегодовая t -5 -10 -15	Поясы					Качественная оценка				
Многолетняя мерзлота южная граница псевдоморфозы по ПЖЛ и ЛГЖ моделирование			вероятные	?										
ЛИТОЛОГИЯ Коры выветривания и отложения лесс сидеритные ферралитные (латериты и др.) аллитные Аналитические данные химический состав закисные формы железа стужения новообразований карбонатов типиса редкоземельные элементы			вероятные											
Минералогия коэффициент выветрелости по алевроитовой фракции (K ₁ = турмалин + циркон — роговая обманка) K ₁ = 50 глинистые минералы гидростолы монтмориллонит каолинит			вероятные											

историю дегляциации (при корректном учете внеклиматических факторов). Подвижки большой амплитуды и высокой скорости характерны, как правило, для ледников с богатым питанием (морской климат). По мере роста континентальности климата размер подвижек уменьшается в 1,5–2 раза. Для оценки параметров средние расстояния между последовательно расположенными концентрическими дугами краевых морен сопоставляются с данными об их радиоуглеродном или варвометрическом возрасте [Фаустова, Орешкин, 1985].

Соотношения различных динамических фаций осадков в строении краевых зон позволяют судить об обводненности краевой зоны, наличии или отсутствии мерзлого ложа ледника.

Размеры ледниковых лопастей и языков, реконструируемые по ледниковому рельефу, также служат косвенной характеристикой мобильности ледникового края и, следовательно, его питания. В областях с морским климатом и обильным питанием ледниковый рельеф имеет более прихотливые очертания, что связано с большим количеством самостоятельных языков и микроязыков льда.

Отложения. По составу эрратического обломочного материала реконструируются центры питания древних оледенений и их смещение во времени. Это служит важным признаком перемещения области накопления осадков в твердом виде. Текстуры основных морен свидетельствуют не только о динамике отложивших их льдов [Лаврушин, 1976], но и, косвенно, о

климатических условиях. Сохранность текстур мореносодержащего льда говорит о дегляциации в достаточно суровых условиях, напротив, оползание, растаскивание первичных гляциодинамических текстур свидетельствует о сравнительно влажных условиях с активным участием солифлюкции.

Микроморфологический анализ морен в шлифах позволяет обнаружить следы криогенного преобразования мелкозема, а также признаки эпигенетического преобразования отложений. Отмечено, что по ряду признаков в ледниковых отложениях можно фиксировать межледниковые коры выветривания на моренах [Матвеев, 1985]. Присутствие в них монтмориллонита и галлуазита можно интерпретировать как признак достаточно теплых условий.

К сожалению, ни один из литолого-геоморфологических параметров ледникового комплекса не может служить пока надежным основанием для количественных оценок палеоклимата. Значимость и достоверность палеогляциологических методов реконструкции климата прошлого заметно возрастает при условии их сопряженного применения с другими палеоклиматическими методами.

Примерные матрицы климатической информативности биогенных, криогенных и литологических палеогеографических компонентов суши вне тропического пространства приведены в табл. 1 и 2.

Методика палеоклиматических реконструкций для океанов, учитывая специфику объектов исследования, представлена непосредственно в гл. 9.

Глава 2

АРКТИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Введение

Арктика охватывает значительные районы Северного полушария, которые все еще могут быть отнесены к наименее изученным. Поэтому в настоящее время геологическая история кайнозойского климата может быть представлена лишь фрагментарно и с привлечением в ряде случаев материалов по смежным районам.

Отличительной особенностью современного климата Арктики являются отрицательные среднегодовые температуры, что способствовало появлению ландшафтов полярных пустынь, тундр, многолетней мерзлоты, постоянного морского ледового покрова Арктического океана. Высокоширотное расположение региона и арктический климат обеспечивают кратковременность вегетационного периода и резкие долговременные в течение года изменения инсоляции, обусловленные существованием полярного “дня” и полярной “ночи”.

Современная Арктика и формирующиеся в ее пределах арктические воздушные массы оказывают значительное влияние на огромные пространства суши Северного полушария. Влияние Арктики неоднократно сказывалось на климате обширных территорий, но климатический эффект этого воздействия в разные этапы кайнозоя оказывался принципиально различным.

Главным климатотворным элементом высокоарктических широт является Северный Ледовитый океан. Это наиболее молодой океанический бассейн, претерпевший сложную геологическую историю, с которой достаточно корректно оказываются связанными наиболее крупные климатические события не только в высоких широтах, но и существенно южнее.

В соответствии с имеющимися геологическими и геофизическими материалами, Арктический океан состоит из двух разновозрастных бассейнов – Американо-Северного и Евразийского [Зоненшайн, Натапов, 1987; Johnson, 1990]. Возникновение и формирование Американо-Северного бассейна и преобразование его в океанический происходило главным образом в мелу. По данным Д.Кларка [Clark, 1982], в колонках, полученных в Американо-Северном бассейне, были обнаружены осадки верхнемелового и среднеэоценового возраста, позволяющие говорить о существо-

вании по крайней мере с кампана глубоководного бассейна с явлениями апвеллинга.

Более молодой Евразийский бассейн начал образовываться в конце верхнего мела, и формирование его основных структур происходило в палеоцене. Таким образом, в начале кайнозоя в высоких широтах возник крупный океанический бассейн, развитие которого оказывало влияние на историю кайнозойского климата.

Анализ всего имеющегося банка данных по кайнозое Арктики позволил выделить среди палеоклиматов несколько типов, которые были свойственны разновозрастным интервалам разной длительности. Наиболее древние интервалы – это доминирование в высоких широтах паратропического и субтропического климатов. Для следующего интервала был свойствен умеренно теплый климат. Достаточно кратковременным оказался переходный интервал от умеренного климата к бореально-субарктическому, ледниково-арктическому. Наконец, последний временной интервал можно охарактеризовать как собственно арктический, временами осложнявшийся возникновением мощных ледниковых покровов. Естественно, что между выделенными типами климата существовали переходные подтипы, которые отражали общий тренд климатических изменений в том или ином временном интервале. Некоторые из этих тенденций в изменениях климата до сих пор постулируются применительно к высоким широтам на основе материалов, полученных в более низких широтах, и оказываются не подкрепленными данными из собственно арктических районов. В этом случае возможно высказывание только тех или иных общих соображений, касающихся возможных климатических событий, которыми, однако, в настоящем разделе мы решили не злоупотреблять.

Мы сочли необходимым привести палеотемпературную кривую для Атлантического океана (рис. 3), составленную Миллером по результатам кислородно-изотопных исследований бентосных фораминифер, извлеченных из керна ряда скважин глубоководного бурения [McNeil, 1990].

Эта кривая замечательна тем, что она в определенной степени в самом общем виде отражает направленность и этапность изменения палеотемператур в кайнозое, происходивших в том числе и в

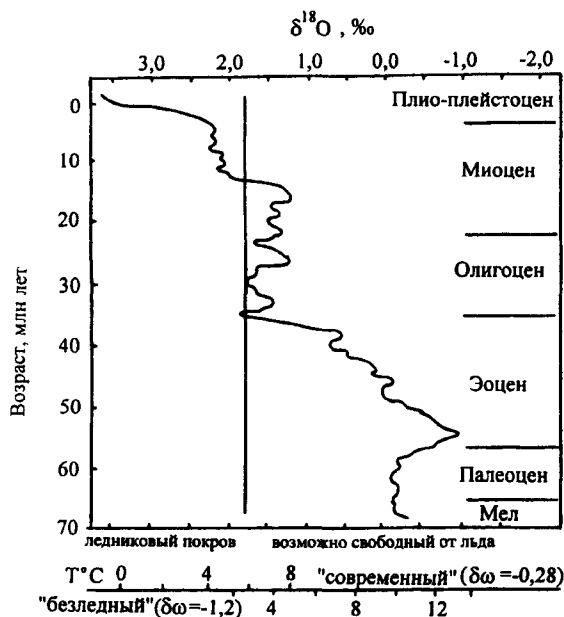


Рис. 3. Кислородно-изотопная характеристика, полученная по раковинам бентосных фораминифер из кернов скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане

Скв. 397, 522, 523, 527, 528, 529, 558, 563, 608 (по материалам: [Miller et al., 1987]), воспроизводится по В.А.Зубкову [1990]

высоких широтах, хотя по последним данным в нее уже могут быть внесены некоторые коррективы.

Тем не менее, основные палеоклиматические события на этой кривой получили свое четкое отражение. Это прежде всего раннеэоценовый оптимум, раннеолигоценовое похолодание, длительный этап, разделяющий данные события, главная особенность которого – тренд к снижению температур.

Следующий этап – достаточно стабильная климатическая обстановка от начала олигоцена до среднего миоцена с неоднократными похолоданиями и потеплениями более мелкого таксономического ранга.

В начале позднего миоцена фиксируется значительное похолодание, которое вновь сменилось осложненной мелкими климатическими изменениями в целом достаточно однородной климатической обстановкой.

Наконец, последний этап – плиоцен-плейстоцен – крупное похолодание, сопровождавшееся ледниковыми событиями.

Приведенные комментарии показывают, что в сложной истории климата кайнозоя, выявленной по океанским осадкам, устанавливается несколько важных рубежей, которые находят свое отражение в высоких широтах. При этом необходимо подчеркнуть, что часть рубежей достаточно надежно коррелируются с важнейшими геодинамическими событиями.

Палеоген и неоген

Этап паратропического климата

Этап паратропического климата датируется временем палеоцен – ранний эоцен (ипр). Длительность данного этапа – около 20 млн лет. Отличительной особенностью климата рассматриваемого этапа была безморозность, значительные положительные круглогодичные температуры и гумидность. Возникновение подобной климатической обстановки было обусловлено тектоническими процессами, в ходе которых огромный поток теплых вод океана Тетис через Тургай и Западную Сибирь поступал в арктический океанический бассейн. В связи с этим, Арктический океан, не имевший в это время связи ни с Пацификой, ни с Атлантикой, представлял собой, по мнению некоторых исследователей [McNeil, 1990; Marincovich et al., 1990], крупный залив океана Тетис (рис. 4) с эндемичной морской биотой.

Наиболее убедительные данные о палеоклиматической ситуации рассматриваемого временного интервала известны из палеоботанических и палеозоологических материалов. В этом отношении особенно показательными являются палеоботанические данные по многим районам Арктики: Шпицбергену, Гренландии, северу Азии и Канады. Обобщение, проведенное Л.Ю.Буданцевым [1983], позволило выделить две палеофлористические провинции – Берингскую и Тулеанскую.



Рис. 4. Палеогеографическая схема эоцена [Briggs, 1987]

Раннетретичный "Арктический залив" поставлял пищевые ресурсы, обеспечивающие развитие палеоцен-эоценовой эндемичной провинции

Основными типами растительности Берингской провинции были хвойно-широколиственные леса долинного типа. Среди флородоминантов указываются роды *Equisetum*, *Osmunda*, *Cladophlebis*, *Sphenopteris*, *Ginkgo*, *Metasequoia*, *Clyptostrobus*, *Thuites*, *Trochodendroides*, *Cercidiphyllum*, *Platanus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Quersus*, *Populus*, *Crewiopsis*, *Acer*, *Cornophyllum*, *Aesculus*, *Viburnum*, *Quereuxia*.

По мнению Л.Ю.Буданцева, местные виды составляют около 70% от общего видового состава Берингской провинции.

Тулеанская провинция (Гренландия, Шпицберген, Канадский Арктический архипелаг) характеризуется флородоминантами следующих родов: *Equisetum*, *Osmunda*, *Sphenopteris*, *Ginkgo*, *Torellia*, *Pinus*, *Pseudolarix*, *Metasequoia*, *Clyptostrobus*, *Moriconia*, *Magnolia*, *Lauraceaephyllum*, *Trochodendroides*, *Cercidiphyllum*, *Hamamelites*, *Corylopsiphyllum*, *Platanus*, *Ulmus*, *Quersus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Tilia*, *Crewiopsis*, *Acer*, *Aesculus*, *Ziziphoides*, *Vitis*, *Viburnum*, *Macclintockia* и др.

В высокоширотных районах Сибири, в низовьях Лены и вблизи пос.Тикси, палеоэоценовая флора обнаружена в угленосных отложениях согинской и быковской свит [Палеоген и неоген..., 1989; Буданцев, 1983], а также на севере Чукотского полуострова [Кистерева, Анкундинов, 1979]. На Аляске эта флора известна из отложений свиты чикалун мощностью до 1500 м, имеющей чрезвычайно пестрый литологический состав от конгломератов до пластов угля и вулканического пепла. Угленосные отложения палеоэоцена описаны на западе Канады, на о-ве Элсмир, на мысе Леди Франклин, по берегу пролива Юрика в серии Юрик-саунд [Wolfe, 1980]. В Гренландии рассматриваемая флора известна из отложений свит Агатдаль и Верхний Атаникердук, а на Шпицбергене из баренцбургской свиты [Буданцев, 1983].

В целом, флора палеоэоцена состояла наполовину из вымерших искусственных родов; породы естественной классификации представлены вечнозелеными, листопадными и хвойными. Естественно, наибольшую выразительность в этой флоре имеют представители субтропиков – мирты, миррики, пальмы, фикусы, эвкалипты и т.д.

По единодушному мнению всех исследователей, климат арктических районов был теплым, влажным, безморозным. По данным В.М.Синицына [1980], средняя температура января была в это время +10, июля +22°C, а среднегодовая +18°C при годовой сумме осадков 1500–2000 мм. Подобным представлениям не противоречат данные литологических исследований, которые свидетельствуют о широком распространении угленакопления, а в районах Восточной Сибири каолиновых кор выветривания. Тем не менее, по кислородно-изотопным данным, климат рассматриваемого интервала не оставался однородным.

Для времени 54–52 млн лет назад (ипр) в океанских осадках фиксируется незначительное потепление [Savin et al., 1975].

Эоценовая флора обнаружена различными палеоботаническими методами на Шпицбергене, в Гренландии, Канаде, Западной Сибири, Восточной Сибири и на северо-востоке Азии.

В раннем эоцене паратропическая флора арктических районов несколько меняет свой компонентный состав. Наиболее ярким ее отличием является присутствие высокоспециализированных видов покрытосеменных с крупными и гигантскими листьями, что связывается с климатическим оптимумом [Буданцев, 1983]. Особенно это было характерно для видов из родов *Magnolia*, *Cereidiphyllum*, *Platanus*, *Quersus*, *Tilia*, *Grewiopsis*, *Vitis*, *Aesculus* и др.

Чрезвычайно интересные палеозоологические материалы обнаружены в отложениях формации Эврик-саунд на о-ве Элсмир (78° с.ш.). Эти материалы являются очень существенными для реконструкции климата раннего эоцена (около 50 млн лет назад). В этих отложениях обнаружены остатки саламандр, ящериц-варанов, змей, черепах, крокодилов, лемунов и других животных, свойственных тропическим и субтропическим обстановкам и не переносящих температур водной среды ниже 10–12 °C [McKenn, 1980; Wolfe, 1980; Estes, Hutchison, 1980]. По кислородно-изотопным данным, температура воды в это время была около 15°C [McKenn, 1980].

В Западной Сибири климатический оптимум относится к концу раннего – началу среднего эоцена [Волкова, Кулькова, 1994]. Это было время максимума палеогеновой трансгрессии с обширным накоплением диатомитов и опоковидных глин. Благодаря этой трансгрессии осуществлялась связь Арктического бассейна с Тетисом, о чем свидетельствует установление в скв. 157 в Карском море зоны *Coscinoidiscus payeri*, которая коррелируется со слоями *Coscinoidiscus payeres* на южном Кипре [Radionova, 1994].

Этап субтропического климата

Этот интервал времени охватывает средний и поздний эоцен. Продолжительность его оценивается около 11 млн лет. Рассматриваемый временной интервал насыщен крупными глобальными событиями, оказавшими влияние на климатическую ситуацию в высоких широтах.

Как видно из рис. 3, общий тренд изменения климата в среднем и позднем эоцене в целом отражает общую тенденцию постепенного глобального похолодания. Представляется, что в это время могли уже появиться заметные температурные контрасты между низкими и высокими широтами. Во всяком случае, в раннем лютете в средних широтах Атлантики фиксируется снижение температуры. Это, возможно, было связано с тем, что в лютете произошли сужение Тетиса и редукция потока экваториальных вод из этого океана в арктические

широты в результате коллизии Индии с Евразией [Dercourt et al., 1993]. В лютете возник сухопутный мост между Южной и Северной Америкой, разъединивший Атлантику и Пацифику.

В течение среднего эоцена в ходе геодинамических процессов произошло смещение Антарктиды в южнополюсное пространство, что вызвало перестройку системы океанских течений вблизи этого материка. Возникновение течения Западных Ветров практически отсекло Антарктиду от системы теплых экваториальных течений, что послужило, возможно, одной из причин зарождения и развития в позднем эоцене антарктического оледенения. По существу, возникновение этого крупного климатического кризисного события в Южном полушарии в своей первоначальной основе было предопределено тектоническими процессами.

Возвращаясь к Северному полушарию, необходимо отметить, что рассматриваемый временной интервал связан с процессами, связанными с формированием Норвежско-Гренландского океанического бассейна между Гренландией и Канадой. Учитывая это, а также вышеизложенное, можно полагать, что система течений в Атлантике претерпела существенные изменения. Тем не менее, тропические планктонные фораминиферы обнаружены на Лабрадорском шельфе [Gradstein, Srivastava, 1980].

Примерно 42 млн лет назад (лютет) за счет процессов спрединга появилась мелководная связь Арктического океана с Норвежско-Гренландским бассейном [Vogt, 1986]. Таким образом, во второй половине эоцена главным образом через Западную Сибирь в Арктический океан продолжал поступать, хотя и редуцированный, поток теплых экваториальных вод из океана Тетис. Возможно, что эта редуцированность вызвала смену паратропической флоры субтропической, что в конечном итоге отражало тенденцию к похолоданию климата. Однако в конце приабона (тавдинская свита) пролив, связывающий Тетис с Арктическим океаном, прекратил свое существование и в Западной Сибири существовал лишь залив океана Тетис.

Появление новых материалов по результатам изучения морских и океанских отложений палеогена в Северном полушарии позволяет думать, что современное состояние изученности палеоклиматов арктических районов на основе палеоботанических методов отражает лишь макроклиматические особенности. В этом отношении несомненный интерес представляют материалы о климатических колебаниях и миграциях биоты в палеогене Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996]. На основе изучения фораминифер, эти исследователи установили, что субтропические сообщества неоднократно смещались далеко к северу. Наиболее сильное смещение субтропических фораминифер до Корякского нагорья, а это примерно 2–2,5 тыс. км, произошло в танете – раннем ипре, следующие миграции несколько меньшего масштаба

установлены в раннем лютете, в позднем лютете – раннем бартоне и в раннем приабоне (рис. 5).

Естественно думать, что в Северной Пацифике в это время происходило изменение внутренней структуры водной массы, течений, которые по-разному могли воздействовать в том числе и на климатическую ситуацию на суше. Одновременно в рассматриваемой работе отмечается общий тренд снижения на 4–6°C температуры поверхностных вод в Северной Пацифике: от +20 – +23 в палеоэоцене до +16–+17°C – на границе эоцена–олигоцена. Сходного типа тренд для климатических изменений палеогена выявлен по данным глубоководного бурения в Тихом океане [Keller, 1983]. При этом необходимо обратить внимание на два момента. В позднем эоцене установлено несколько мелких эвстатических изменений уровня океана, что не отмечалось в более древние интервалы палеогена. На уровне 16 фораминиферовой зоны (16-я – 15-я палеомагнитные зоны) фиксируется очень быстрое падение температуры донных вод океана на 4°C. Разными исследователями этот временной интервал снижения температуры донных вод оценивается как очень кратковременный, длительностью от 100 до 500 тыс. лет [Зубаков, 1990]. Это позволяет оценить его как быстрое катастрофическое климатическое событие.

Таким образом, паратропический и субтропический климат высоких широт Северного полушария, как ясно из изложенного, контролировался главным образом поступлением в Арктический океан теплых вод из океана Тетис и по Девисову проливу из Атлантики. В конце позднего эоцена западносибирский палеопролив прекратил свое существование, что совпало с исчезновением субтропической растительности и изменением соответствующей палеоклиматической обстановки.

Этап умеренно теплого климата

Этот интервал времени охватывает олигоцен, и продолжительность его примерно оценивается в 13 млн лет.

В начале олигоцена, в рупеле (30–28 млн лет назад), произошло столкновение Африкано-Аравийской плиты с Евразией. Это повлекло за собой исчезновение океана Тетис, от которого остался лишь Средиземноморский бассейн, и начало геологической истории Паратетиса [Dercourt et al., 1993]. На севере Атлантики за счет спрединга между Гренландией и Шпицбергенем расширилась связь с Арктическим бассейном. Существенно увеличился пролив между Канадой и Гренландией. В это время в северных широтах Атлантики возникла принципиально новая гидрологическая ситуация. Поверхностные воды из Арктического бассейна начали поступать в Атлантический океан вдоль восточного побережья Гренландии и по Девисову проливу [Gradstein, Srivastava, 1980], что уменьшило влияние

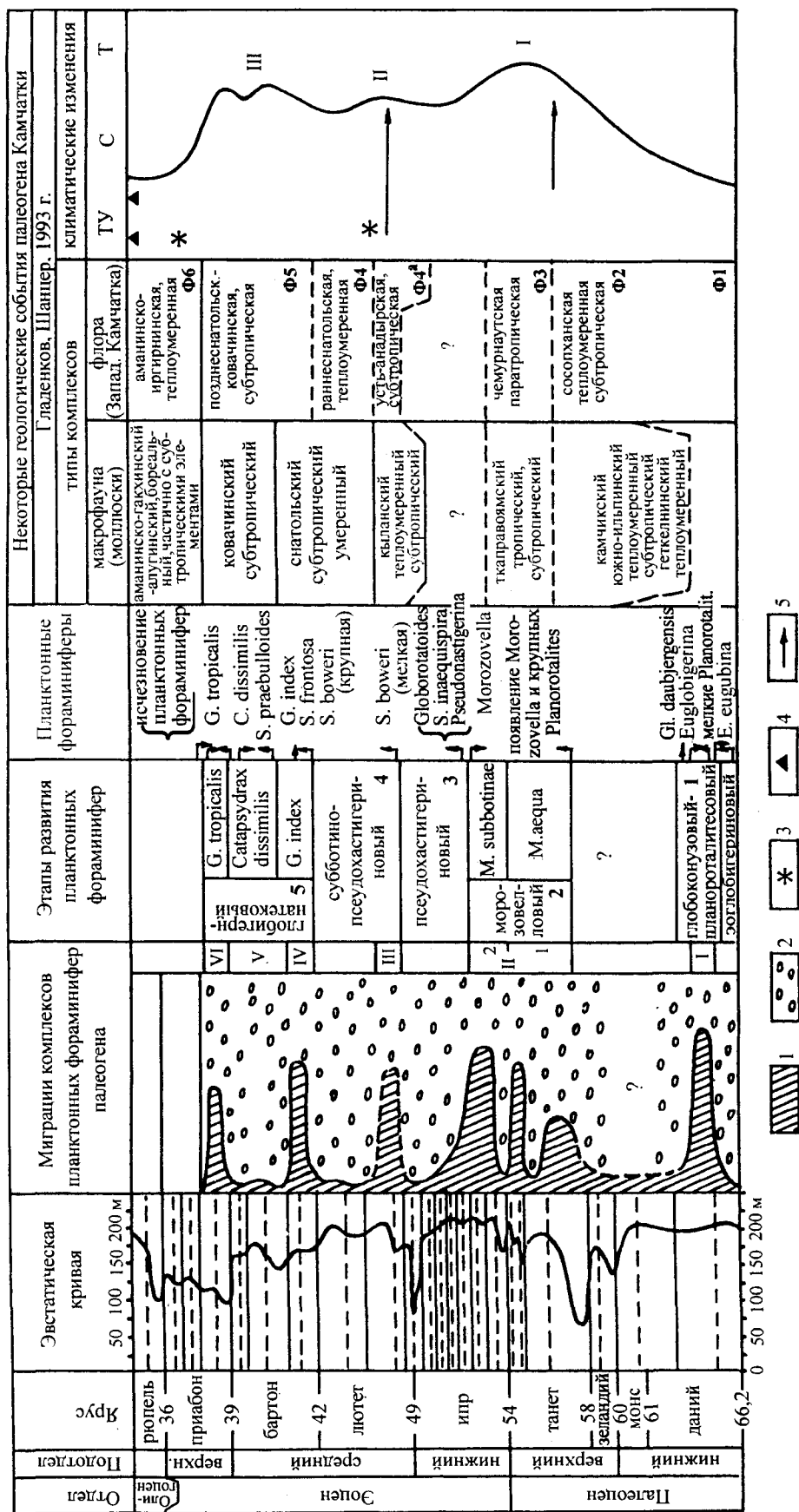


Рис. 5. Абиотические и биотические события палеогена северо-западной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1966]. Шкала времени, эвстатическая кривая и ярусная разбивка по Б.Хаку [Nag et al., 1987], с дополнениями [Найдин, Беньямовский, 1089, 1994]. Типы биот планктонных фораминифер: 1 – субтропический, 2 – умеренный, 3 – тентонный, 4 – массовое появление диатомей, 5 – миграция моллюсковой фауны, климаты: ГЛУ – теплоумеренный, С – субтропический, Т – тропический. I–III – климатические оптимумы

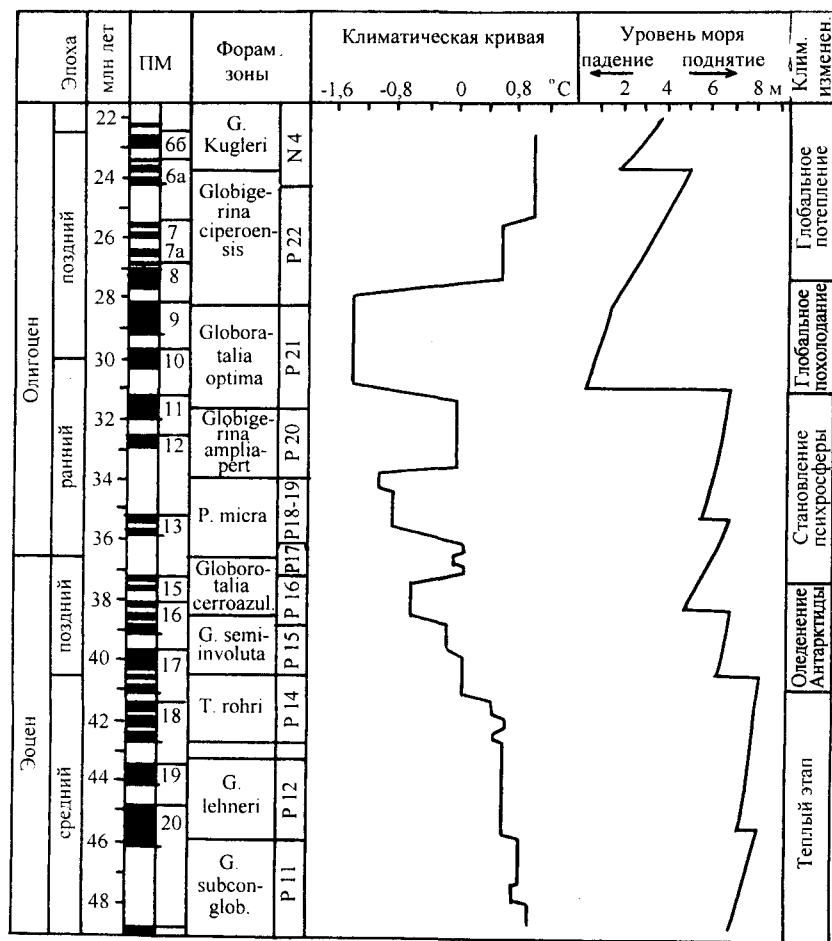


Рис. 6. Изменения климата палеогена, выведенные из микрофаунистических данных по разрезу глубоководных отложений Тихого океана, скв. DSDP-219 и DSDP-292

По: [Keller, 1987], воспроизводится по В.А.Зубакову [1990]

экваториальных атлантических вод на климат северных широт.

На широте 71–72° с.ш. к олигоценовой (вторая половина) флоре отнесена очень известная омолодская флора. Подобного же типа флора обнаружена на Чукотке (пегтымельская и койнаткунская толщи), на о-ве Фаддеевском архипелага Новосибирские острова (нерпичинская толща) и т.д. Естественно, что, поскольку речь идет о континентальных толщах, составить достаточно полную картину изменения во времени тургайской флоры в арктических районах пока в полной мере не удастся. Те незначительные различия во флоре, которые устанавливаются в отдельных разрезах, могут быть связаны как с провинциальными, так и с местными структурно-геоморфологическими различиями.

Несмотря на столь общую палеоклиматическую характеристику олигодена, можно, очевидно, говорить о том, что в Арктическом океане отсутствовал ледовый покров, хотя снежный покров, возможно, уже эпизодически появлялся.

В Тихом океане [Keller, 1983] микрофаунистические исследования установили неоднократную смену температуры придонных вод. Повышение температуры фиксируется во временных интервалах: 37–36,5; 34–32,5; 27–23 млн лет назад, а понижение: 36,5–36 и 31–28 млн лет назад. Сравнительный анализ тренда климатических “кривых” ранне-

го и среднего эоцена и конца эоцена – олигодена (рис. 6) убедительно показывает их принципиальные различия, что свидетельствует о том, что в рассматриваемый временной интервал происходит коренное изменение структуры океанских течений. В результате этого приэкваториальные формы фораминифер лишь эпизодически проникают в более северные районы. Естественно, можно полагать, что тренд изменения климата отражает общую тенденцию его похолодания.

Аналогичный тренд устанавливается и в Атлантическом океане. Но в данном регионе изменения в перестройке структуры течений оказываются в еще большей степени драматичными. Благодаря геодинамическим процессам в начале олигодена приобрел почти современные очертания пролив Девиса, существенно расширились Баффинов залив и пролив Фрама [Gradstein, Srivastava, 1980; Vogt, 1986], что повлекло в большей степени приток вод из Полярного бассейна. Хотя имеющиеся палинспастические реконструкции не позволяют говорить о притоке холодных глубинных вод из Полярного бассейна, тем не менее, именно для данного временного интервала восстанавливается структура течений из Полярного бассейна вдоль восточного побережья Гренландии из Баффинова пролива. В палеоцене и эоцене ситуация была принципиально иной – хотя Девисов пролив был не столь широ-

ким, тем не менее по нему происходил подток теплых тропических вод в высокоарктическую Канаду [Gradstein, Srivastava, 1980].

Важно отметить еще один момент. В Гренландско-Норвежском бассейне, особенно в конце олигоцена, произошло исчезновение общих с Тропической Атлантикой видов радиолярий и диатомей, что также указывает на существенные изменения климата. Последнее было связано, возможно, с тем, что олигоцен – это время глобальной регрессии, и роль Тетиса на фоне его продолжающегося “закрывания” как главного поставщика теплых придонных водных масс в высокие и умеренные широты Мирового океана существенно уменьшилась. Одновременно появление огромных пространств суши на Евразийском шельфе, исчезновение, как упоминалось, морского бассейна в Западной Сибири, активные орогенетические процессы способствовали (в том числе и в высокоарктических широтах) появлению тенденции к возрастанию континентальности климата. При этом сохранялись достаточно благоприятные условия для угле- и лигнитонакопления на обширных пространствах паралических аккумулятивных равнин, примыкающих к Полярному бассейну. Средняя температура в бассейне р. Пенжина (63–64° с.ш.) в это время оценивается в +18 – +20°С при сумме осадков около 1000 мм [Картасова и др., 1985]. Эти реконструированные климатические показатели вызывают большие сомнения, поскольку они оказываются конкурирующими с приведенными выше данными по эоцену.

Этап умеренного климата

Этап умеренного климата условно датируется ранним–средним миоценом. Длительность этого этапа около 12 млн лет. Существует определенная условность проведения нижней границы рассматриваемого этапа, поскольку некоторые исследователи допускают, что палеофлористические индикаторы умеренного климата существовали уже в конце олигоцена. Возможно, что для такого допущения имеются вполне определенные основания. Прежде всего они связаны с раскрытием в ходе спрединга Северной Атлантики между Гренландией и Новергией и появлением Арктического океана почти в современном виде [McNeil, 1990].

Нижний и средний миоцен – время активного альпийского орогенеза, с которым оказываются связанными внушительные преобразования рельефа на суше и на дне океанических бассейнов. Естественно, это могло сказаться на распределении воздушных масс, океанских течений и, соответственно, климатической ситуации в высоких широтах.

Рассмотрим теперь имеющиеся материалы по палеоклиматическим событиям раннего и среднего миоцена. Следует сразу отметить, что по сравнению с ранним миоценом, в среднем миоцене фик-

сируется климатический оптимум, хотя временной диапазон его в некоторых случаях расширяется и иногда датируется нижним – средним миоценом [Волкова, Кулькова, 1994].

В ранне-среднемиоценовых отложениях бассейна Бофорта – Маккензи обнаружена *Asterigerina staeschei*, которая позволяет говорить об относительно теплых океанографических условиях [McNeil, 1990]. В среднем миоцене в этом районе фиксируется климатический оптимум с распространением хвойных лесов, свидетельствующих об умеренном климате вблизи моря Бофорта.

В отдельных отложениях раннего миоцена формации Хотон на о-ве Девон по палинологическим материалам установлено распространение смешанных хвойно-лиственных лесов, отражающих прохладно-умеренный климат. На основе палеоклиматических реконструкций предполагается в это время (22–23 млн лет назад) появление кратковременного снежного покрова с сезонным замерзанием озерных водоемов. В зимние месяцы температура могла изменяться от -17 до +1°С, а температура июля была +18°С. Количество безморозных дней колебалось от 120 до 180. Атмосферные осадки были в пределах 1000 мм [Whitlock, Dawson, 1990].

По наиболее северным районам Российской Арктики, особенно для островов Полярного бассейна, в настоящее время имеются лишь фрагментарные палеоботанические материалы, позволяющие хотя бы косвенно судить о палеоклиматической ситуации.

На Новосибирских островах к рассматриваемому временному интервалу относится верхняя часть нерпичинской толщи [Труфанов и др., 1979]. По данным единичных палинологических анализов, в районе отмечается распространение заболоченных разреженных сосново-березовых лесов с постоянным присутствием *Picea*, *Tsuga*. По данным палеокарпологического анализа (определение П.И. Дорофеева), в этих отложениях обнаружено значительное число карпоидов прибрежно-водных и болотных растений, которые обычно характерны для четвертичного времени. Но обнаружение среди этого комплекса семян *Epipremnum crassum* С. et E. Red. дало основание датировать верхнюю половину нерпичинской толщи ранним миоценом.

В отложениях верхней части разреза скв. 10 на Земле Бунге в единичных палинологических пробах выявлен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий лесную растительность. В этом комплексе резко преобладают хвойные, основную массу которых составляют *Pinus* sp., *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, также в небольшом количестве встречаются *Abies*, *Picea*, *Tsuga*. Немногочисленны *Betula*, *Alnus*, единично отмечено присутствие *Quersus*, *Juglans*, *Tilia*. Данный комплекс сопоставляется с мамонтовогорскими комплексами, что послужило основанием для датирования отложений средним миоценом [Труфанов, Вакуленко, 1978].

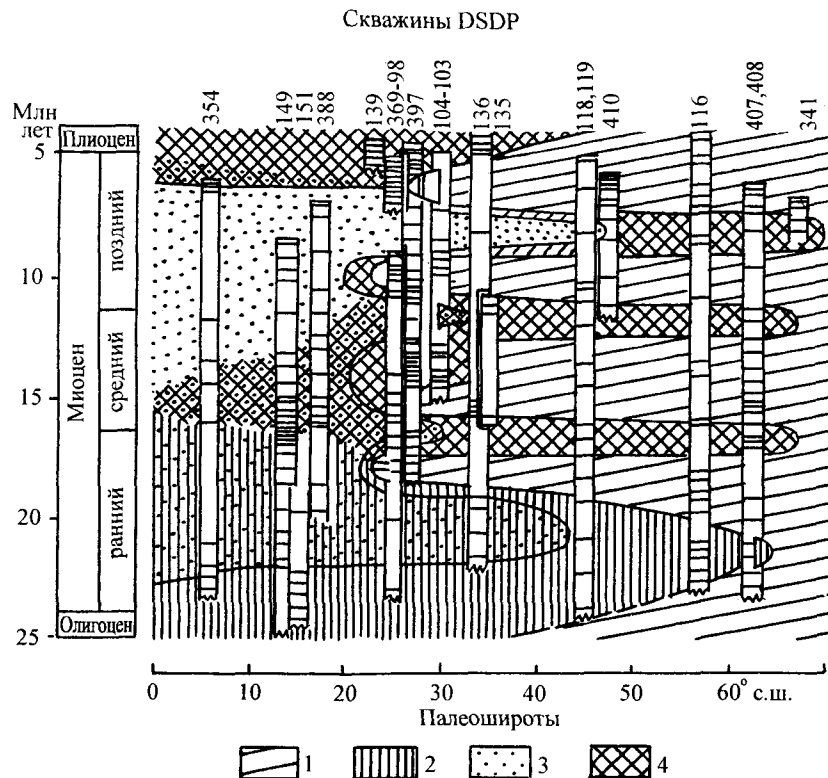


Рис. 7. Сводная схема миграции нанопланктона в северной части Атлантического океана в миоцене [Нааке, 1989], воспроизводится по В.А.Зубакову [1990]

Четырехкратное продвижение низко- и среднеширотных планктонных комплексов к высоким широтам интерпретируется как потепление, а экспансия высокоширотной ассоциации *Coccolithus pelagicus* в низкие широты — как похолодание

Комплексы: 1 — *C. pelagicus*, 2 — *C. floridanus*, 3 — *R. pseudumbilica* — *R. haggi*, 4 — *Discoaster* — *Sphenolithus*

В Атлантическом секторе в высокоширотных районах благодаря процессам спрединга пролив Фрама существенно углубился, однако поступление глубинных вод из Полярного бассейна в Норвежско-Гренландский бассейн было ограниченным [Vogt, 1986].

В Исландии климатический оптимум среднего миоцена представлен флорой Селаурдур, в которой более 50% широколиственных пород [Ахметьев, 1978]. По имеющимся палеоклиматическим реконструкциям, годовая температура в это время составляла $+11 - +13^{\circ}\text{C}$, количество осадков 800–1200 мм.

В.А.Зубаков [1990], обобщивший материал по природно-климатической зональности в оптимум миоцена на прибрежных участках суши, примыкающих к Полярному бассейну, показал зону пребореальных мелколистственных лесов и ольховых болот с летними температурами $+15 - +20^{\circ}\text{C}$, зимними температурами $-5 - +5^{\circ}\text{C}$, количеством атмосферных осадков 500–1000 мм. Подобные палеоклиматические показатели допускают эпизодическое возникновение в высоких широтах в зимнее время снежного покрова.

Все изложенные материалы показывают, что в высокоарктических районах в среднем миоцене от-

сутствовала зона тундры, на большей части территории Евразии господствовала обедненная тургайская флора, а в прибрежных районах, примыкающих к Полярному бассейну, появились элементы бореальной флоры. Таким образом, для времени среднего миоцена высокоарктических широт можно говорить о гиперзональных лесных ландшафтах, имеющих провинциальные отличия, обусловленные, в том числе, интенсивно происходящими в это время орогеническими процессами. Наконец, что также очень важно, это — появление элементов бореальной лесной флоры. Следует также отметить, что в раннем и среднем миоцене на Северной Земле, Земле Франца-Иосифа, в Исландии отмечены проявления углеобразования, что находится в хорошей корреляционной связи с палеоклиматической ситуацией.

Еще один важный момент. В рассматриваемый интервал времени в горных сооружениях возникают долинны ледники. Мощная толща ледниковых и ледниково-морских отложений формации Бофорт на Аляске датируется К-Аг методом возрастом около 12 млн лет. Естественно то, что долинны ледники не являлись зональным явлением, а характеризуют лишь локальные условия.

Далекая от совершенства разработка стратигра-

фии и, соответственно, палеоклиматической интерпретации ранне-среднемиоценовых отложений высокоарктических районов вынуждает ограничиться изложенной макроклиматической характеристикой. Однако, если обратиться к океанским осадкам, общая картина климатических преобразований в рассматриваемом интервале времени значительно усложняется. По материалам Б.Хага [Hag, 1981a, b], в северной части Атлантического океана в раннем и среднем миоцене установлены неоднократные миграции низкоширотных планктонных комплексов к высокому широтам, а высокоширотных элементов (*Coccolithus pelagius*) – к югу (рис. 7). Эти миграции несомненно отражают изменения климата более низкого таксономического ранга, которые, возможно, в дальнейшем найдут свое четкое обоснование и в высокоарктических районах. Как ясно из приведенного рисунка, волны значительного потепления зафиксированы в раннем миоцене, в переходном интервале между ранним и средним миоценом и в конце среднего миоцена. Между этими этапами потепления фиксируются похолодания климата. Одновременно из данного рисунка следует существенное различие между длительностью экспансий комплексов наннопланктона, что, очевидно, можно интерпретировать как определенную нестабильность климатической ситуации. Причем эта нестабильность, что очень важно, впервые в кайнозое устанавливается не только по низкоширотному, но и по высокоарктическому наннопланктону. Данный момент представляется исключительным, поскольку позволяет говорить о распространении в низкие широты не только высокоарктического наннопланктона, но и соответствующих в температурном отношении водных масс.

Этап бореально-субарктического климата

Этот интервал времени охватывает поздний миоцен – ранний плиоцен. Продолжительность его оценивается около 8 млн лет.

По климатическим событиям этот интервал времени является чрезвычайно сложным и, по существу, является переходным к последующему арктическому.

При общей оценке рассматриваемого этапа для него оказываются характерными существенные похолодания и потепления климата; возникновение горного оледенения, часть ледников которого спускалась на прибрежные равнины; образование морского ледового покрова в Полярном бассейне.

На прибрежных более северных пространствах в раннем плиоцене допускается появление безлесных тундровых ландшафтов [Баранова, Бискэ, 1979].

В позднем миоцене на Аляске на обширных пространствах низменных побережий господство-

вали хвойные с доминированием елей, что отражает более холодную климатическую обстановку по сравнению со средним и ранним миоценом. В плиоцене по палинофлорам реконструируется бореальная климатическая ситуация [McNeil, 1990] с доминированием хвойных. Позднее на о-ве Майгхен в формации Бофорт (ранний плиоцен) была установлена лесотундровая растительность [Mathwes, 1976, 1987] и высказаны представления о распространении тундры в целом в плиоцене вокруг всего Полярного бассейна.

На Аляске установлены следы горного оледенения, которые датируются возрастом 10–9 млн лет.

В Атлантическом секторе высоких широт в позднем миоцене вследствие спрединга произошло углубление пролива Фрама, и в Северной Атлантике появились глубинные арктические воды. Подобным представлениям не противоречат данные палеомагнитных исследований на плато Ермак [Kristoffersen, 1990]. Эти воды начали оказывать существенное влияние на механизм глобального переноса тепла и распределение температур не только в океане, но и в атмосфере, что в конечном итоге могло привести к ледовитости Арктического океана.

По имеющимся публикациям, возникновение ледовитости Арктического океана допускается в очень широком временном диапазоне – от 30 млн лет назад до 0,9 млн лет назад [Clark, 1971; Clark et al., 1980; Херман, 1984; Wolf, Thide, 1991].

По материалам изучения евразийских шельфовых морей Центральной и Восточной Арктики ледовитость Арктического океана появилась в мессинии, а на прилегающей суше в это время возникли криолитозона и палеотундра [Алексеев и др., 1991; Зархидзе и др., 1991]. Лишь в последнее время появились новые данные о материале ледового разноса в осадках Норвежско-Гренландского седиментационного бассейна, которые достаточно уверенно датируются началом позднего миоцена. По существу, это первые геологически обоснованные материалы, которые позволяют говорить о том, что по крайней мере 10 млн лет назад в Арктическом океане появилась ледовитость. Таким образом, примерно 10 млн лет назад Арктический океан превратился в Северный Ледовитый океан. При этом исследованиями в Гренландско-Норвежском бассейне было установлено, что в позднем миоцене плиоценовых отложениях имеются максимумы концентрации материала ледового разноса, которые оказались приуроченными к следующим временным интервалам: 9,5–7,0; 5,7–5,4; 4,1–3,9 и 3,5–3,2 млн лет назад (рис. 8). Эти интервалы соответствуют значительным похолоданиям Северного полушария [Wolf, Thide, 1991]. Среди указанных интервалов первый из них отличается своей длительностью – около 1,5 млн лет, что, возможно, связано с еще недостаточной его изученностью. В то же время, столь длительный этап похолодания в начале позднего миоцена отражает начальный этап ко-

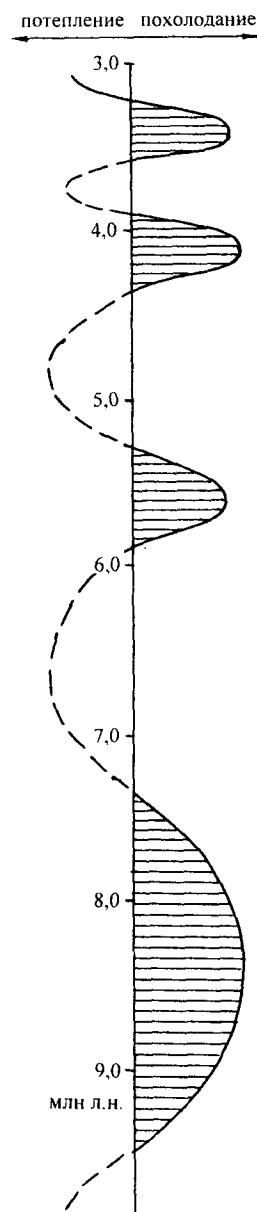


Рис. 8. Этапы похолоданий Северного полушария в позднемiocен-раннеплиоценовое время (составил Ю.А.Лаврушин)

ренного изменения палеоклиматической ситуации в субарктическом и умеренном поясе Северного полушария.

Продолжительность последующих холодных интервалов оценивается в 200–300, а теплых – в 500–600 тыс. лет, за исключением наиболее раннего из них длительностью около 1,5 млн лет. Таким образом, в субарктическом Гренландско-Норвежском бассейне была установлена достаточно выраженная климатическая ритмика. При этом временной интервал 9,5–7,0 млн лет назад связывается с раскрытием в ходе спрединга пролива Фрама, по которому активно к югу стали проникать арктиче-

ские воды и возникло холодное Восточно-Гренландское течение. Похолодание 5,7–5,4 млн лет назад коррелируется с мессинским кризисом, а интервал 4,1–3,9 млн лет назад связывается с образованием Панамского перешейка. Изложенные представления позволяют связать в значительной своей части выявленные похолодания в позднем миоцене – плиоцене с геодинамическими причинами, которые вызвали изменения структуры водной массы, выразившиеся в особенностях формирования новых океанских течений и в периодическом выносе арктического льда в Гренландско-Норвежский бассейн. Тем не менее, в целом продолжительность холодных интервалов, хотя и соответствует по своей длительности плейстоценовым ледниковым эпохам, оказывается существенно меньше продолжительности теплых интервалов. Прогрессирующее похолодание со второй половины позднего миоцена отмечает М.А.Ахметьев [1978], изучавший флору позднего кайнозоя Исландии. Он допускает в это время снижение среднегодовых температур на 5–6°C при средней температуре самого холодного месяца до -15°C при абсолютных минимумах до -35 ? -40°C.

В конце среднего – начале позднего миоцена в Исландии фиксируется обеднение растительного покрова, выразившееся в уменьшении роли широколиственных, которое было вызвано похолоданием, хотя для мокодльсдаурского времени (9,5–8,5 млн лет назад) отмечается эпизод потепления [Ахметьев, 1978]. В связи с изложенным намечается некоторое противоречие между палеоботаническими данными и приведенным выше материалом по датировке первого позднемiocенового похолодания в Гренландско-Норвежском бассейне. Уточнение этого вопроса требует дальнейших исследований, хотя материал ледового разноса, датируемый началом позднего миоцена, известен уже в нескольких скважинах глубоководного бурения.

С существенным похолоданием климата в начале позднего миоцена на Чукотке не только связано возникновение тундры, но и допускается появление мерзлоты, хотя серьезных геологических аргументов не приводится [Лаухин, Патык-Кара, 1991]. Ранее было высказано мнение, что появление мерзлоты в Канадской Арктике могло произойти уже в среднем миоцене [Matthews, 1976], но, как было показано выше, в обстановке климатического оптимума в это время вряд ли это было возможно.

Наконец, еще один важный момент. В рассматриваемый этап, примерно 4,05 млн лет назад, восстановилась нестабильная связь Арктического и Тихого океанов [Баселян и др., 1991]. Это событие повлекло за собой активный обмен биотами между этими океанами. Тихоокеанские формы моллюсков начали миграцию в сторону Атлантического океана, что позволяет говорить о возникновении циркумполярного океанского течения. На о-ве Карагинский на уровнях примерно 4 и 3,6 3,25 млн лет назад в комплексах диатомей установлено присутствие

ледово-неретических видов, вегетация которых происходит во время таяния морских льдов [Баселян и др., 1991].

Поздний плиоцен–плейстоцен

Этап ледниково-арктического климата

Данный этап охватывает поздний плиоцен и четвертичный период. Продолжительность его составляет 3,0–3,3 млн лет.

Поздний плиоцен и четвертичный период отличаются целым рядом геологических событий, которые в одних случаях являются следствием изменений климата, а в других оказывают определенное воздействие на него. Еще одна важная особенность рассматриваемого временного интервала, связанная с широким использованием, особенно при изучении позднего плейстоцена и голоцена, физических методов исследования. Это позволяет говорить не только о макроклиматических флуктуациях, но и о средне- и краткопериодических изменениях климата.

Наконец, еще одно обстоятельство необходимо специально оговорить. В этом плане речь идет о распространении на обширных территориях мощных ледниковых покровов, распространявшихся далеко к югу из высоких широт. Как известно, эти ледниковые покровы оказывали серьезное воздействие на климат южнее расположенных пространств, которые по некоторым своим климатическим показателям оказывались в отдельные интервалы очень близкими к современным высокоарктическим. Тем не менее, районы средних широт с подобными показателями в ледниковое время в настоящем очерке не рассматриваются, поскольку специально освещаются в других региональных главах настоящей монографии.

Рассмотрим теперь кратко основные макроклиматические особенности данного этапа.

Итак, одной из характерных особенностей рассматриваемого этапа, обусловленной климатическими причинами, являются ледниковые события и связанные с ними гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана.

Прогрессирующее похолодание в позднем плиоцене и плейстоцене вызвало неоднократно появление покровных оледенений. С появлением их начался принципиально новый этап в геологической истории Земли и, естественно, палеоклиматов.

Многочисленное появление ледниковых покровов, распространявшихся на обширные пространства суши и шельфов, само по себе говорит о коренных перестройках климата. Вместе с тем, наличие безледных интервалов, сменявших во времени ледниковые, свидетельствует о существенной нестабильности климата. Естественно, что длительность как ледниковых, так и безледных интервалов была раз-

личной. Более того, внутренняя структура палеоклиматических событий в этих интервалах также существенно различалась [Лаврушин, 1991]. Однако применительно к высоким широтам палеоклиматические реконструкции для ледниковых районов имеются главным образом для позднего плейстоцена и голоцена. Подавляющее большинство материалов, относящихся к безледным интервалам, пока еще слишком фрагментарны и нередко их стратиграфическое положение оставляет желать много лучшего. Поэтому основное внимание в отношении палеоклиматических реконструкций будет сосредоточено на заключительных этапах плейстоцена и голоцена.

Конечно, проще в какой-то степени представить модель климата ледниковый на примере современной Гренландии. Однако современный хроносрез не отражает динамику природного процесса, что затрудняет прослеживание полного безледно-ледникового климатического цикла.

Именно для раскрытия в достаточно полной мере климатических событий в подобном цикле в качестве одной из возможных моделей ниже будут более подробно освещены поздний плейстоцен и голоцен.

Но прежде всего остановимся на некоторых общих вопросах. В этой связи необходимо обсудить вопрос о времени появления покровных оледенений. В Исландии появление первого покровного оледенения по последним публикациям датируется возрастом 3,1 млн лет назад [Eiriksson, Geirsdóttir, 1991]. Для интервала времени 3,1–2,5 млн лет назад выделяются 6 горизонтов, а для времени 2,5–0,7 млн лет назад – 10 горизонтов тиллитов. Подобное количество горизонтов тиллитов, казалось бы, должно указывать прежде всего на высокую динамичность оледенения и множественность достаточно существенных климатических изменений.

Однако не исключено, что в своей значительной части такое количество горизонтов тиллитов было скорее всего связано с особенностями регионального расположения Исландии и, в том числе, с вулканической деятельностью. Последующие извержения вулканов могли вызвать частичное разрушение ледникового покрова, который по завершении эксплозии и остывания лавы мог вновь распространиться на тот же район, давая начало формированию горизонта тиллита в геологическом смысле того же возраста, но лежащего уже в иной геологической позиции. В этой связи следует отметить, что упоминавшаяся датировка 3,1 млн лет назад относится к разрезу Боргарфьрдар, расположенному в центральной части острова. Между тем, тиллитовые горизонты в низменной северной части острова и на шельфе (соответственно разрезы п-ова Тьорнес и о-ва Флейт) датируются возрастом, начиная от 2,5 млн лет назад. Поэтому эта дата, по существу, фиксирует рубеж возникновения покровного оледенения Исландии.

Р.Ф.Шпильхаген с соавторами [Spielhagen et al.,

1997], изучавшие данные колонки из центральных частей Арктического океана, пришли к выводу, что первый материал айсбергового разноса в океанских осадках в области Северо-Американского оледенения может быть датирован временем 2,8 млн лет. В пределах хребта Ломоносова по скв. PS21=3/6 не исключается датирование айсбергового разноса возрастом 3,2 и 3,5 млн лет назад. Вблизи Сибири материал айсбергового разноса в океанских осадках датируется временем 0,7 млн лет назад. Эта дата не относится к начальному этапу оледенения в Сибири, а соответствует моменту достижения ледниковым покровом океанского побережья, что специально оговаривается в опубликованной статье [Spielhagen et al., 1997]. Этот материал интересен также тем, что применение современных методов позволило впервые провести корреляцию палеоклиматических событий Арктического океана с известными изотопно-кислородными стадиями (рис. 9).

Имеющиеся в настоящее время материалы позволили датировать начало ледниковой истории Гренландии возрастом 2,4 млн лет назад, хотя допускается возникновение этого феномена примерно 3,0–3,5 млн лет назад [Зархидзе, 1992]. Для интервала времени 2,34–2,27 млн лет назад в Гренландии отмечается потепление климата. В это время существовали бореально-лесные и тундровые ландшафты. Летняя температура была 10–15°C (в настоящее время 3°C), а зимняя -10 ? -15°C (в настоящее время -30°C). При этом отмечается наличие вечной мерзлоты. В прилегающей акватории температура донной воды могла достигать +8°C при отсутствии морского льда [Funder, 1995].

В последнее время благодаря исследованиям в Норвежском море была уточнена датировка начального этапа Скандинавского оледенения. По новейшим данным, обнаруженная в Норвежском море толща осадков с характерным присутствием материала ледового разноса и, что очень важно, скандинавского происхождения, позволила датировать начало Скандинавского оледенения возрастом не 2,4 млн лет назад, как это было принято ранее, а возрастом 2,56 млн лет назад. Эти данные достаточно хорошо коррелируются с материалами первой ледниковой фазы в западной части Арктического океана [Haflidason et al., 1991; Holemann et al., 1992; Jensen et al., 1988].

На западной окраине Баренцевоморского шельфа в районе о-ва Медвежий норвежские исследователи выделили сейсмоакустическое подразделение A₀. Отложения этого подразделения изучались в разрезе скв. 7316/06-U-01 и были отнесены частично к флювиогляциальным, а частично к моренным отложениям. Возраст этих отложений оценивается как верхний плиоцен – плейстоцен [Scettem et al., 1992].

Наиболее древняя морена на Средненорвежском шельфе имеет возраст 1,1 млн лет назад. В целом, в раннем плейстоцене (от 1,1 до 0,7 млн лет назад), не считая более древнюю толщу ледниково-морских отложений, фиксируется две ледниковые фазы,

разделенные межледниковыми морскими отложениями (рис. 10). В среднем плейстоцене выделяются три ледниковые фазы в развитии Скандинавского оледенения [Haflidason et al., 1991].

В Тимано-Печорском регионе в долинхвинское время выделяются по крайней мере три мощные ледниковые толщи, из которых наиболее древняя относится к апшерону [Лаврушин, 1989].

На севере Восточной Чукотки установлены две морены горно-долинного оледенения, датируемые, соответственно, 3,0 и 2,5 млн лет назад [Лаухин, Патык-Кара, 1991].

В Арктической Канаде близкие по возрасту отложения формации Worth Point, обнаружены на о-ве Бэнкс. В генетическом плане они рассматриваются как аллювиальные, озерные и эоловые образования, перекрытые мореной, включаемой в эту же формацию. В них обнаружены растительные остатки, которые позволили реконструировать палеоландшафт как арктическую лесотундру. По палеомагнитным исследованиям, отложения этой формации оказались обратно намагниченными и отнесены к эпохе Матуяма.

Таким образом, с рубежа 2,5–2,4 млн лет назад, по крайней мере в Субарктике и на арктических равнинах, занятых впоследствии шельфовыми морями (за исключением Чукотского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых), прогрессирующее похолодание способствовало возникновению покровных оледенений, хотя, как указывалось, следы айсбергового разноса материала зафиксированы в Арктическом океане для времени более 3 млн л.н. Более того, во время некоторых из них, например, в максимальное оледенение, громадные пространства Баренцевоморского шельфа оказывались нацело перекрытыми ледниковыми покровами, что способствовало возникновению ледового климата.

С рассматриваемым этапом связано еще одно важное климатическое событие – появление в Арктике многолетней мерзлоты [Алексеев и др., 1991; Лаврушин, 1963].

По последним опубликованным данным, возникновение многолетней мерзлоты на севере Евразии произошло даже раньше и датируется временем 3,4 млн лет (рис. 11), а появление сезонной мерзлоты – датой 6,4 млн лет назад [Алексеев и др., 1991].

В целом, в арктических районах образовались две климатические провинции: западная, где формировались мощные ледниковые покровы, и восточная – неледниковая, с мощной толщей подземного оледенения [Марков и др., 1965]. Имеется еще одна промежуточная провинция, где сочетаются как ледниковые, так и мощные многолетнемерзлые толщи. В этом отношении имеется в виду прежде всего север Тимано-Печорского региона и север Западной Сибири.

Как известно, льдистость мерзлых толщ бывает выражена по-разному. Наибольшее впечатление

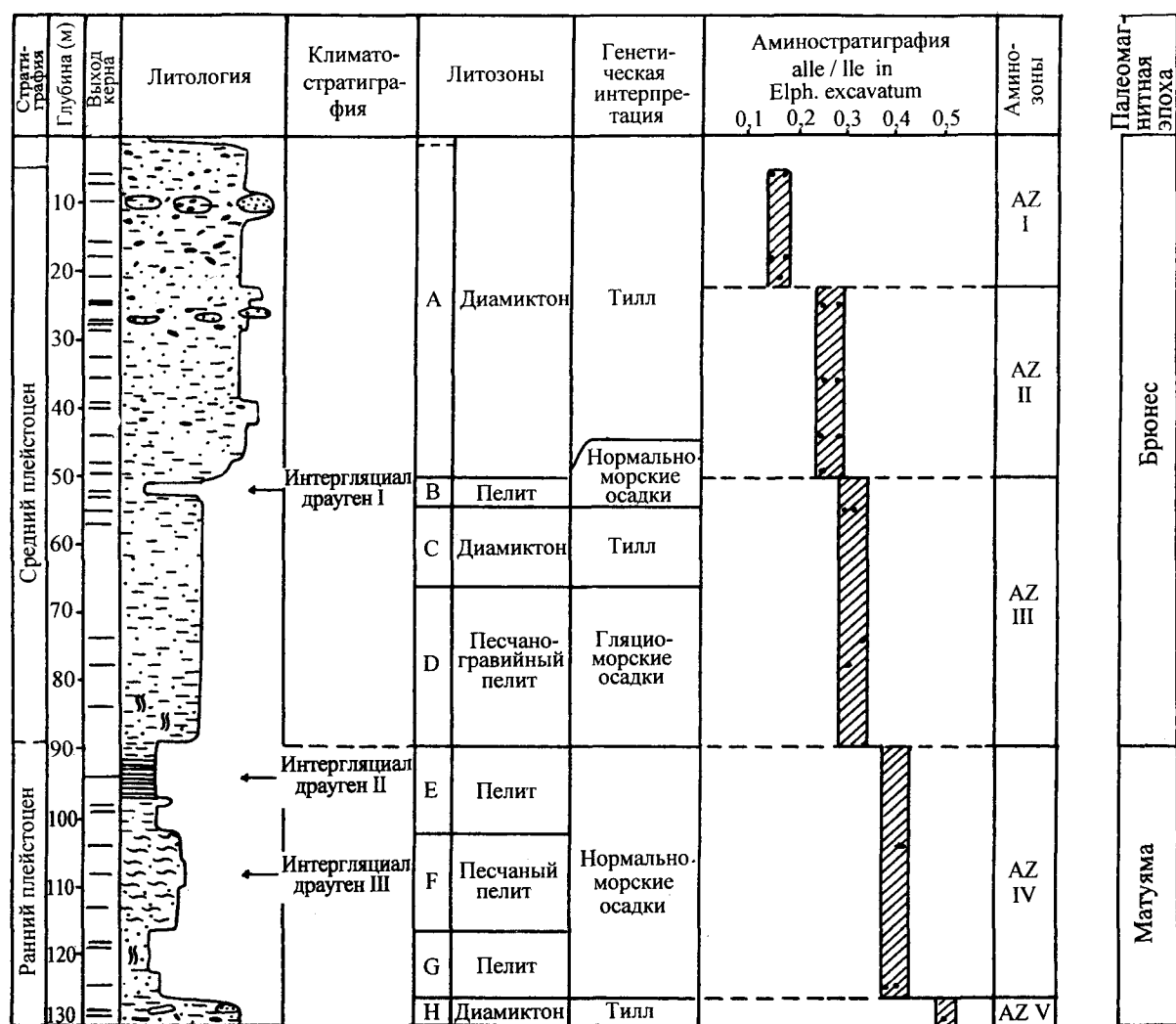


Рис. 10. Генетическая и хроностратиграфическая интерпретация керна DR 88/30 [Halfidason et al., 1991]

ковья и климатического оптимума голоцена потепление было столь значительным, что по материалам, полученным на хребте Ломоносова, допускается лишь образование сезонного морского льда [Nowaczyk et al., 1992]. В Баренцевом море в климатический оптимум голоцена не происходило даже накопления ледово-морских отложений, и можно полагать, что в это время была очень ограниченная зона распространения зимнего морского льда. В этот же этап допускается исчезновение ледниковых куполов на архипелаге Земля Франца-Иосифа [Лаврушин и др., 1990].

Большая динамичность природно-климатических изменений выявлена также в Гренландском и Норвежском морях. Она была обусловлена пространственно-временным распределением различных типов поверхностных вод. Переходные ледниково-межледниковые этапы фиксируются на границах кислородно-изотопных стадий 14–13; 12–11 и 6–5 [Osterman, 1992]. При этом условия, близкие к межледниковым, за счет проникновения атланти-

ческих вод существовали во время, соответствующее изотопным стадиям 11,1; 5,1 и 1. Кратковременные интрузии теплых атлантических вод фиксируются для изотопных стадий: 9,3; 8,6–8,5; 7,5; 7,3–7,1; 6,5; 5,4; 5,3 и 3,1. Изотопные стадии 12; 10; 8,4; 7,4; 5,2 соответствуют холодным ледниковым или интерстадиальным климатическим обстановкам [Henrich et al., 1992]. Для некоторых из них отмечается относительное понижение поверхностных температур (рис. 13), достигающее в северной части Атлантики 8–10°C [Ruddiman et al., 1986; Jung et al., 1992].

Пространственное распределение теплых атлантических поверхностных водных масс вызывало различную интенсивность таяния морского льда. Это особенно хорошо иллюстрируется материалами по Норвежско-Гренландскому бассейну. В восточной его части, в зоне действия Палеогольфстрима, зафиксировано значительное количество талых вод во время, соответствующее изотопным стадиям 1; 5,1; 5,5. На севере Гренландского моря

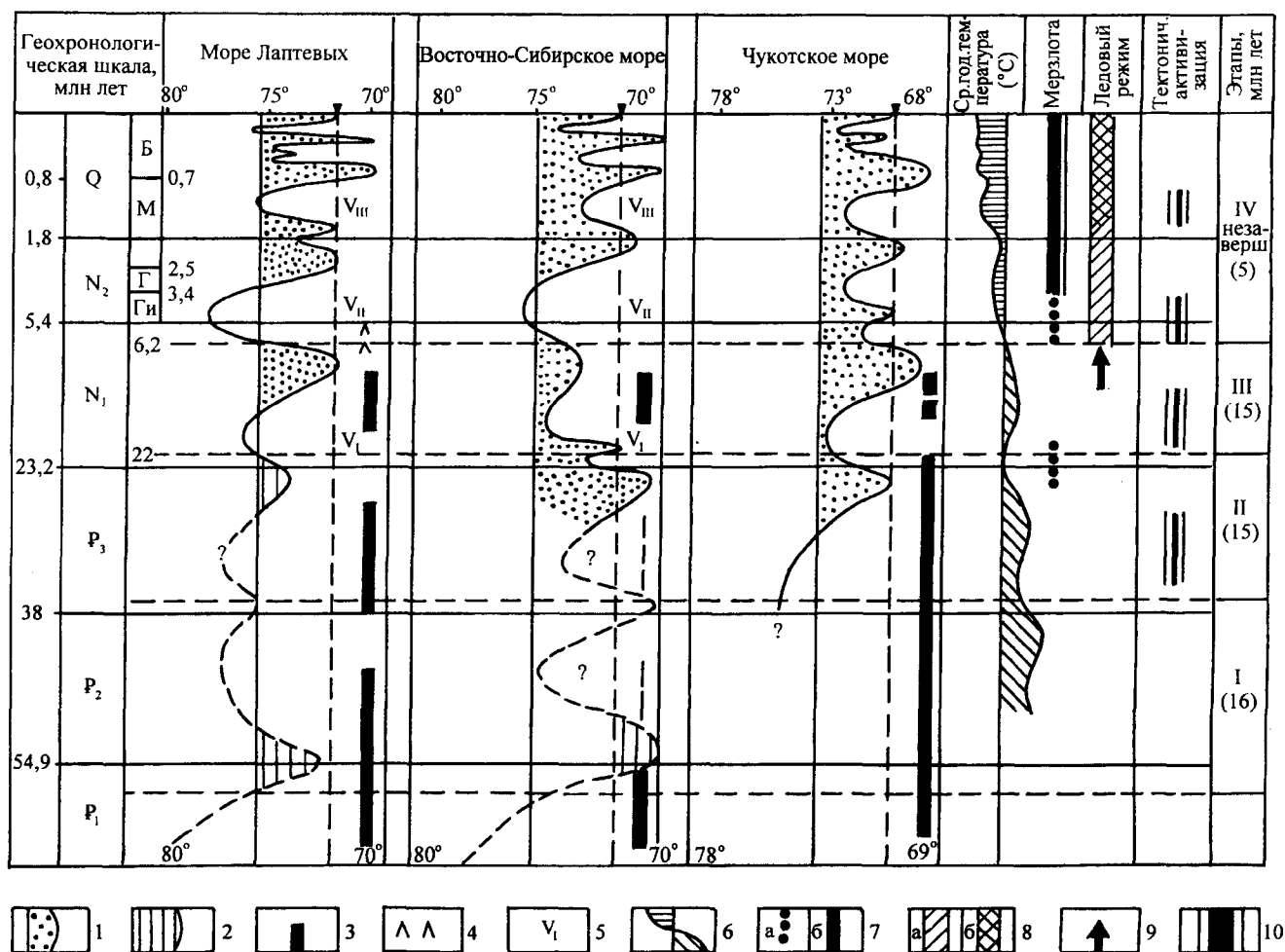


Рис. 11. Схема корреляции основных событий кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа (составил М.Н.Алексеев)

1 – максимумы трансгрессий; 2 – максимумы ингрессий; 3–5 – периоды: 3 – корообразования, 4 – развития покровных суглинков, 5 – врезания долин, 6 – кривая колебания средневековых температур; 7 – возникновение мерзлоты: а – сезонной, б – многолетней; 8 – развитие ледового покрова: а – эпизодического, б – постоянного; 9 – приток тихоокеанских вод; 10 – эпохи тектонической активизации. Палеомагнитная шкала; эпохи: Б – Брунес, М – Матуяма, Г – Гаусс, Ги – Гильберт

и в проливе Фрама процесс таяния льда был в тех же стадиях существенно ниже [Baumann et al., 1995]. Это позволяет говорить о региональных различиях климатических изменений в арктических районах.

Исследования в проливе Фрама позволили установить возраст ледниковых событий на Шпицбергене, где они датируются 140–130, 112–110, 75–50 и 20–10 тыс. лет назад.

Результаты изучения ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии выявили этапы высокого стояния уровня моря, сопоставляемые с межледниковыми или межстадиальными, иногда достаточно кратковременными, событиями: 550 и 450–385 тыс. лет назад (о-в Котельный, Новосибирские острова), 300 тыс. лет назад (Северная Земля), 170 тыс. лет назад (Западная Сибирь), 120–82 тыс. лет назад (Белое море, арктические острова), 68–52 тыс. лет назад (Таймыр) [Молодков и

др., 1992]. Детальные хроностратиграфические исследования на архипелаге Северная Земля выявили, что в последние 300 тыс. лет разрастание ледниковых покровов происходило в следующих интервалах времени: 200–300, 120–170, 70–80, 12–19 тыс. лет назад [Макеев и др., 1992].

Использование физических и биостратиграфических методов позволило установить короткопериодные изменения климата в арктических широтах, которые происходили как в позднем плейстоцене, так и в голоцене. Естественно, составить какую-либо полную систему последовательности и значимости подобных изменений в настоящее время не представляется возможным. Тем не менее, некоторые из них, несомненно, представляют значительный интерес, поскольку дают представление о высокой динамичности климатических процессов, связанных в основном с миграцией и интенсивностью проявления различных воздушных масс.

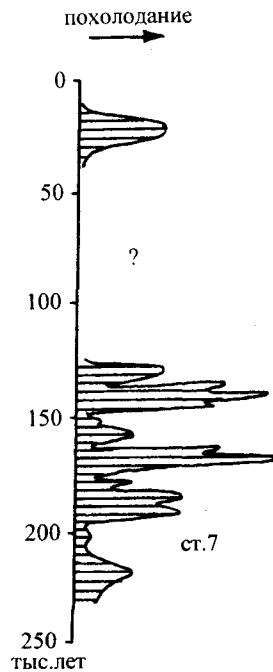


Рис. 12. Изменения климатической ситуации в Арктическом океане в последние 250000 лет (составил Ю.А.Лаврушин)

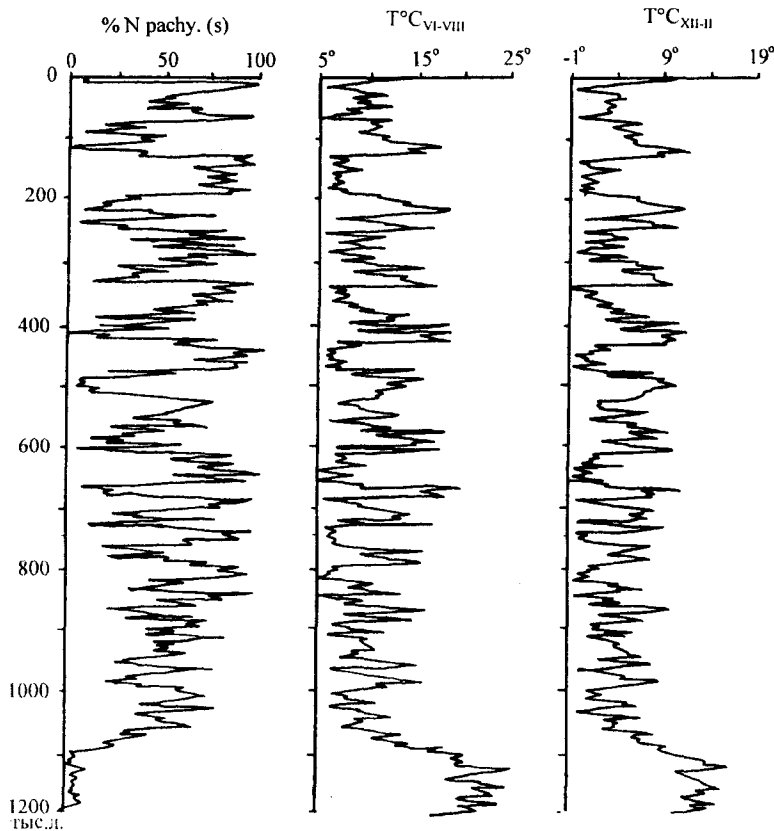


Рис. 13. Температуры поверхностных вод в Северной Атлантике в последние 1,2 млн лет (по: [Ruddiman, Raymo, McIntyre, 1986])

вья в высоких широтах происходило наиболее значительное повышение температуры: зимой на 10–12°C, летом на 6–8°C [Величко и др., 1984]. По И.И.Борзенковой (цит. по: [Зубаков, 1986]), отклонения летних температур от современных в высо-

В этом отношении интересные материалы опубликованы о достаточно быстром изменении системы океанских течений на плато Воринг вблизи Норвегии [Naake, Pflaumann, 1989]. На основе детального изучения фораминифер этими исследователями была реконструирована система океанских течений. Как видно на приводимом ими рисунке, всего за 4 тыс. лет течение Гольфстрим, игравшее роль своеобразной “печки” не только для Европы, но также для арктических широт, претерпело серьезные изменения (рис. 14).

Это вызвало глубокие изменения климата, по крайней мере в арктических шельфовых морях, в которых существенно уменьшилась седиментологическая роль морского плавучего льда [Чистякова, 1997].

Кислородно-изотопные исследования фораминифер из микулинских отложений Архангельской области позволили говорить о положительных придонных температурах воды в этом бассейне [Лаврушин и др., 1990; Хорева и др., 1991]. Публиковавшиеся на основе палинологических данных палеоландшафтные реконструкции [Lavrushin, Spiridonova, 1995; Плешивцева, 1972] не касались палеоклиматических показателей.

В целом, как отмечают некоторые исследователи, во время земского-микулинского межледнико-

ких широтах – от 7,6 до 4,8°C, а те же показатели для зимних температур составили 8,0–6,5°C. При этом многие исследователи отмечают уменьшение континентальности климата в микулинско-земское время.

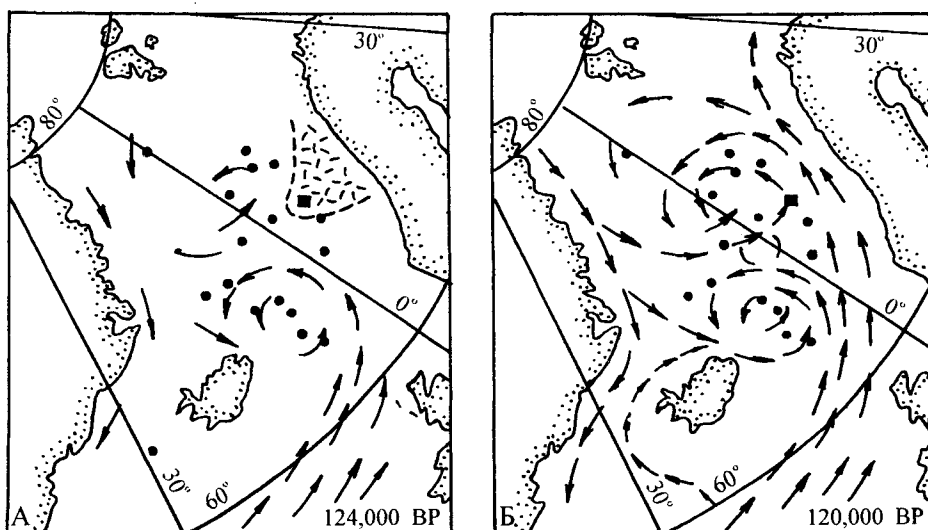


Рис. 14. Поверхностные течения во время земского межледникового
А – течения для начала изотопной стадии 5е. Б – течения для конца изотопной стадии 5е. Штриховкой показана область распространения пакового морского льда на Воринг-плато [Haake, Pflaumann, 1989]

В последующий период в позднем плейстоцене в западноарктических районах изменения климата оцениваются обычно по положению полярного фронта. Исследования в северо-восточной части Норвежского моря позволили говорить о большой динамике и крупномасштабных изменениях полярного фронта в последние 50 тыс. лет. В изотопную стадию 3 здесь существовал открытый водоем, на границе стадий 3–2 в данном месте находились полярный фронт и зона смешения арктических и полярных водных масс. В интервале времени 20–15 тыс. лет назад северо-восточная часть Норвежского моря была свободна ото льда [Dokken, 1992].

Достаточно сложная история Скандинавского ледникового покрова в послеледниковое время в последние годы развивается интернациональным коллективом исследователей [Baumann et al., 1995], которые на основе изучения морен и анализа разрезов буровых скважин в Норвежском море (материала ледового разнosa и содержания CaCO_3) разработали новую концепцию динамики ледникового покрова. В раннем валдае выделяются две стадии разрастания покрова: в кислородно-изотопные стадии 5d и 5b, разделенные межстадиалом Бреруп (стадия 5c). С концом раннего валдая коррелируется межстадиал Bones (стадия 5b). В среднем валдае значительное разрастание ледникового покрова происходило в интервале 63–54 тыс. лет назад (начало в стадии 4, а максимальное развитие в начале стадии 3), а также в интервале 47–43 тыс. лет назад (стадия 3; палеомагнитное событие Лашамп-Олби). В интервале 38,5–32,5 тыс. лет назад фиксируется интерстадиал Олесунн. С концом среднего валдая связывается начало поздневалдайского оледенения (рис. 15).

Приводя этот рисунок, необходимо обратить внимание на использование авторами до уровня 28

тыс. лет калиброванных датировок. В результате на одной схеме оказались совмещенными как калиброванные, так и некалиброванные даты. В методическом плане это совершенно неприемлемо.

Отсюда появляется несоответствие хроностратиграфических подразделений позднего плейстоцена (средний и поздний валдай), принятых в нашей стране по некалиброванным датам и предложенных авторами публикации.

На Шпицбергене установлено также увеличение оледенения в изотопные стадии 5b, 5d, 4-3, 2. В проливе Фрама с частью этих ледниковых эпизодов коррелируется в донных колонках резкое увеличение материала ледового разнosa (в стадию 4-3 и 2) [Landvik et al., 1992].

По И.И.Борзенковой (цит. по: [Зубаков, 1986]), для временного среза 18 тыс. лет назад отклонение летних температур от современных, судя по опубликованной карте, происходило по-разному в западных и восточных высокоарктических районах. Наибольшая величина отклонений фиксируется в Западной Арктике, где в Канадско-Гренландской части она изменяется от -22 до -18°C .

Температура поверхностных вод в Северной Атлантике была ниже современной на $6\text{--}10^\circ\text{C}$, и покров морского льда распространялся почти до 50°с.ш.

В восточных районах Азии количественных палеоклиматических реконструкций для позднего плейстоцена очень мало. В низовьях Колымы по кислородно-изотопным данным установлено три пика резкого похолодания с понижением зимних температур на $9\text{--}15^\circ\text{C}$, которые датируются интервалами времени: 33–32; 27–26 и 22–20 тыс. лет назад [Васильчук и др., 1985].

По карте И.И.Борзенковой, опубликованной В.А.Зубаковым [1986], в восточной части Арктики

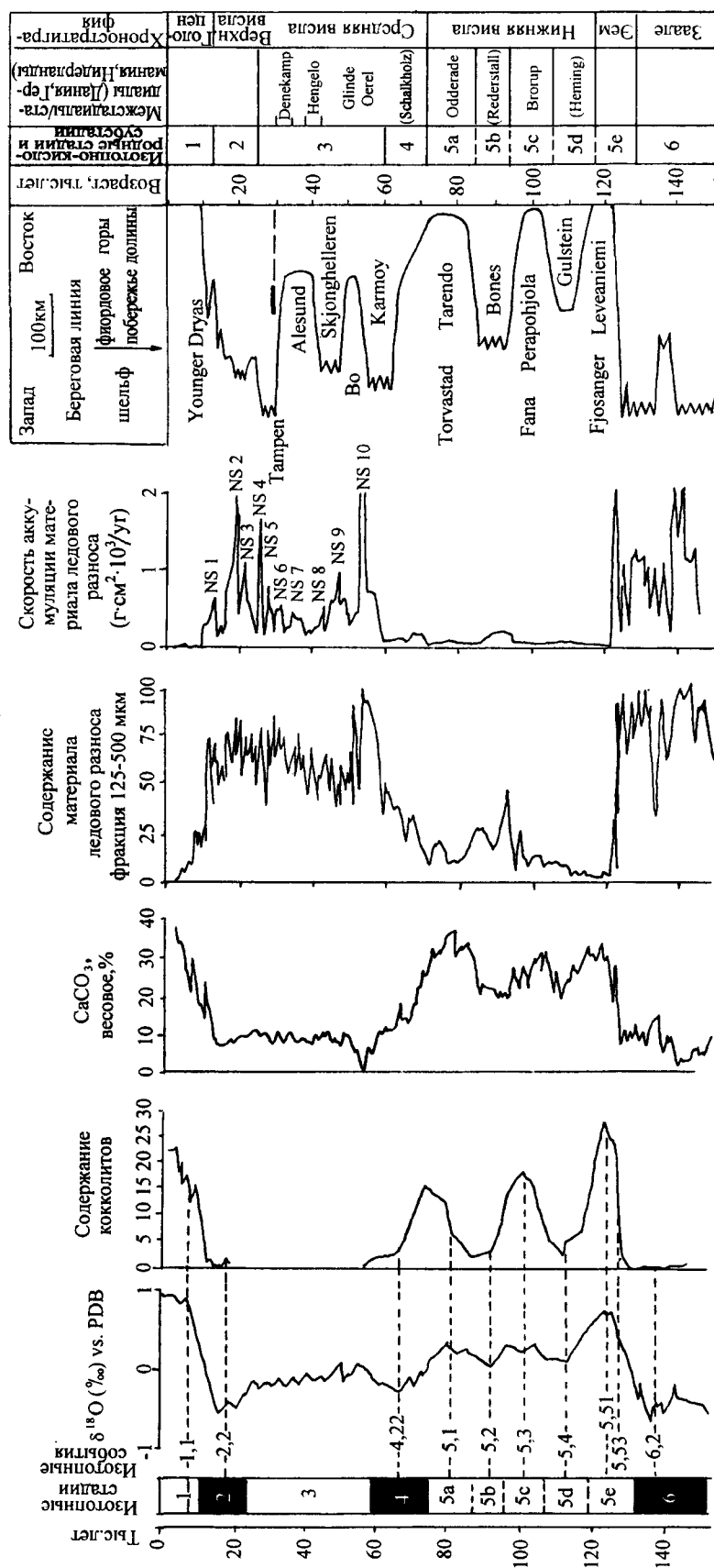


Рис. 15. Стадиально-интерстадиальные события позднего плейстоцена Западной Скандинавии и их отражение в отложениях прилегающего шельфа по калиброванным датам [Vaughan et al., 1995], с изменениями

Нижняя граница использования календарных дат: (-1) 13000; (-2) 19700; (-3) 21600; (-4) 26800; (-5) 28450; (-6) 31800; (-7) 36380; (-8) 43750; (-9) 47500; (-10) 47500

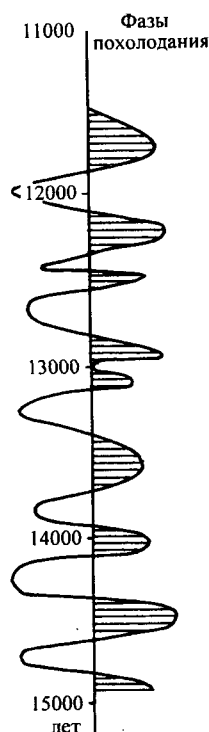


Рис. 16. Колебания климата в западном секторе Арктики между 15000–11000 л.н. (составил Ю.А.Лаврушин)

для временного среза 18 тыс. лет назад постулируется величина снижения летних температур от современных на 12–10°C. Таким образом, в этом районе во время последнего оледенения годовая температура была ниже современной примерно на 10–12°C.

Позднеледниковье и голоцен

Особенно много различных короткопериодных изменений климата, связанных как с потеплениями, так и с похолоданиями, фиксируется в конце позднего плейстоцена. В западной части Арктического океана и прилегающих морях для интервала времени между 15 и 11 тыс. лет назад отмечается нестабильная климатическая обстановка, связанная с изменениями климата низкого таксономического ранга (рис. 16). Потепления фиксируются для времени 14600, 14200, 13200 лет назад [Karguz, 1992]. Минимумы температур поверхностных водных масс в беллинге-аллереде отмечаются для интервалов: 12900–12800, 12500–12 400, 12300–12000, 11900–11500 лет назад [Karguz, Jansen, 1992].

Комплексные исследования глубоководных донных осадков центральной части Арктического океана позволили реконструировать палеоокеанологические условия времени позднечетвертичной дегляциации [Stein et al., 1994]. Анализы $\delta^{18}\text{O}$, AMS

^{14}C раковин *N. pachyderma*, а также геохимическое и седиментологическое изучение осадков на хребтах Гаккеля и Ломоносова и в бассейне Амундсена выявили свидетельства значительного поступления талых вод 15700 лет назад и в интервале 7200 лет назад. Эти данные хорошо согласуются с событиями повышения температур, дегляциации континентальных ледниковых покровов и деградации мерзлоты в перигляциальных областях на севере Евразии, Канады и в Аляске.

В позднем дриасе в Гренландско-Норвежском бассейне существовали арктические условия. В северных районах Норвегии фиксируется позднедриасовая стадия ледников (10,4–11,2 тыс. лет назад). Более молодые уже голоценовые подвижки ледников, происходившие на стадии деградации оледенения, отмечаются для времени 10,2–10,1; 9,9 0,2; 9,6 0,2; 9,3 0,2 тыс. лет назад [Andersen et al., 1995]. Нестабильная климатическая обстановка фиксируется в Гренландии в интервале времени между 14 и 10 тыс. лет назад (рис. 17).

Достаточно динамичные ледниковые события происходили на Земле Франца-Иосифа. В аллереде ледники Земли Франца-Иосифа почти полностью исчезали, а в позднем дриасе происходило их возрождение (стадия рубини) [Гросвальд и др., 1973]. В северных районах Норвегии также установлена позднедриасовая стадия [Andersen et al., 1995].

На территории Евразии климатические события позднеледниковья могут быть представлены лишь фрагментарно. Как показали исследования А.А.Величко с соавторами [1994] и В.А.Климанова [1994], на Таймыре в аллереде средние температуры июля и января были близки современным, а в максимум позднедриасового похолодания они были соответственно ниже на 2–3°C при уменьшении количества осадков на 100–150 мм. На о-вах Свердруп в аллереде летние температуры были выше современных, а зимние ниже. В позднем дриасе здесь установлено господство перигляциальной флоры. На приморской низменности Якутии 14–15 тыс. лет назад существовали арктические тундры, в аллереде – кустарниковые тундры и лесотундры, а в позднем дриасе доминировали ландшафты тундры. На о-ве Котельный в интервале времени 12200–12500 лет назад существовала кустарничковая растительность, а достаточно продолжительный временной интервал (12,2–10 тыс. лет назад) характеризовался увеличением континентальности климата, роли ксерофитов и исчезновением древесной пыльцы из состава спектров. Все имеющиеся палеоклиматические данные по аллереде и позднему дриасу были обобщены В.А.Климановым [1994] и представлены в виде картографических материалов.

В отношении короткопериодных климатических изменений, происходивших в высоких широтах, имеется обширная литература. Естественно, в рамках настоящего очерка рассмотреть все имеющиеся материалы не представляется возможным. Поэтому целесообразно сосредоточить внимание лишь на

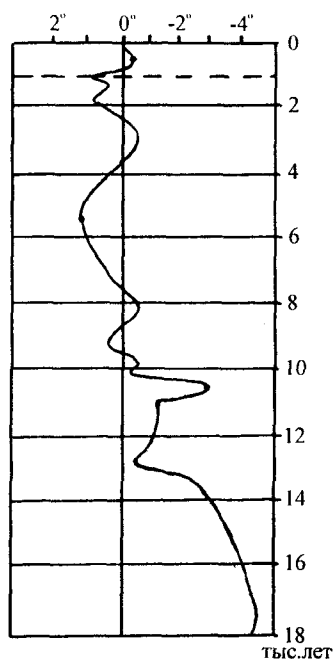


Рис. 17. Изменения поверхностных температур в Гренландии в последние 18000 лет [Котляков и др., 1991]

тех материалах, в которых имеются реконструированные количественные палеоклиматические показатели, и на данных, хотя и относящихся к качественным характеристикам, но касающихся все еще малоизвестных событий или районов.

Наконец, еще одно пояснение, которое следует иметь в виду при рассмотрении изменений климата голоцена. В отличие от ранее рассмотренных временных интервалов, речь в данном случае идет о климатических событиях длительностью всего несколько сотен лет (а иногда и меньше). Поэтому в таксономическом плане они могут быть отнесены к микроклиматическим событиям. Тем не менее, роль их также оказывается весьма значительной и нередко их палеоклиматический эффект имеет не только региональное, но и глобальное значение.

Первое, на что, как нам кажется, необходимо обратить внимание, — это результаты изотопно-биостратиграфических исследований в Северной Атлантике, которые выявили кратковременные похолодания поверхностных вод около 8500, 5800 и 1400 лет назад. Важность этих данных состоит в том, что Западная Арктика находилась и находится под мощным воздействием как арктических, так и атлантических воздушных масс. Поэтому, естественно, эти материалы могут представить интерес для расшифровки генетической природы рассматриваемых климатических событий.

В бореале фиксируется потепление климата. В Баренцево море в район о-ва Медвежий начинают проникать струи Гольфстрима.

На побережье Печорского моря доминировала лесная таежная растительность [Спиридонова, Лав-

рушин, 1997]. Для Таймыра допускается повышение средних температур июля на 3–4, а января на 2–3°C. Потепление также фиксируется и восточнее, за исключением о-ва Котельный.

Атлантический период, обычно сложный по своей структуре, из-за недостатка материалов, далеко не всегда поддается детальному расчленению на климатические эпизоды. На Шпицбергене, по интерпретации растительных остатков из озерных отложений, среднеиюльские температуры в интервале 3000–4000 лет назад были на 1–2° выше современных. Наибольшее потепление было около 5000 лет назад [Svendsen, Mangerud, 1992]. В Баренцевом море пока удается охарактеризовать этот интервал лишь в общем виде.

По материалам Ю.А.Лаврушина и др., потепление климата, как отмечалось, способствовало почти полному исчезновению морского плавучего льда даже в зимнее время. Этот вывод основывается на очень малом количестве терригенного материала ледового разноса в соответствующих по возрасту донных осадках.

Для архипелага Земля Франца-Иосифа была сформулирована достаточно сложная концепция динамики ледниковых событий в голоцене, обусловленная климатическими изменениями [Гросвальд и др., 1973]. Сокращение ледников или даже их полное исчезновение постулируется в интервале 8,5–8,0–2,5 тыс. лет назад. Около 2,5 тыс. лет назад фиксируется похолодание и образование ледниковых куполов (стадия седова). Для времени около 1000 лет назад выявлена кратковременная деградация ледников, сменившаяся их наступлением (стадия виктории). По палеоклиматическим реконструкциям, в районе Хайпудырской губы и на Таймыре отмечается повышение температур до +3°C. В то же время, в северо-восточных районах Азии это потепление оказалось выраженным в меньшей степени. Видимо, в этих районах сказывалось большее влияние арктических воздушных масс, хотя климатическая обстановка была далеко не стабильной [Величко и др., 1994].

В начале суббореала в связи с глобальным похолоданием резко изменилась климатическая обстановка. В Баренцевом море возникла гидрологическая обстановка, близкая к современной. В результате появилось холодное Восточно-Шпицбергенское течение. Влияние атлантических воздушных масс и, соответственно, Гольфстрима было сведено к минимуму. Увеличилась роль арктических воздушных масс.

На побережье Баренцева моря получили широкое распространение тундровые ландшафты [Спиридонова, Лаврушин, 1997]. Похолодание климата в раннем суббореале практически отмечается во всех арктических районах. Неоднократные изменения климата в арктических широтах Евразии фиксируются и в последующее суббореальное и субатлантическое время, в разных районах они были выражены несколько по-разному в своих количест-

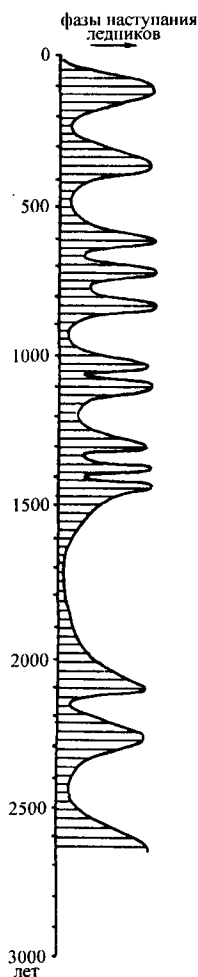


Рис. 18. Колебания края ледников на севере Шпицбергена в последние 2500 лет [Furrer, Stapfer, 1991; Furrer, 1992]

венных параметрах. Тем не менее, в качестве общего тренда можно указать на фиксируемое многими исследователями потепление между 4 и 3 тыс. лет назад.

Что касается последнего тысячелетия, то эти данные пока отсутствуют. Единственными материалами, которые могут представить интерес в этом отношении, являются результаты изучения положения края ледников на севере Шпицбергена. Для последних 2500 лет здесь установлено 5 кратковременных фаз наступления ледников [Furrer, Stapfer, 1991; Furrer, 1992] (рис. 18).

Основные выводы

Изложенные материалы по климатам кайнозоя Арктики, естественно, отличаются своей фрагментарностью. Тем не менее, они позволили установить достаточно сложную последовательность

климатических событий, общая направленность тренда которых связана с развитием прогрессирующего похолодания, в конечном итоге способствовавшего возникновению ледниково-арктического климата.

Многие климатические события кайнозоя Арктики коррелируются с глобальными геотектоническими процессами и, в конечном итоге, – с геологической историей океанов, контролировавшей динамику океанских течений и воздушных масс. Наиболее интересную последовательную временную картину (рис. 19) связи друг с другом Арктического, Атлантического и Тихого океанов опубликовал М.А.Ахметьев [Akhmetiev, 1996].

В геологической истории кайнозойского климата Арктики можно выделить четыре этапа, не однородных по своей внутренней структуре. Первый из них – безморозный – охватывает интервал от начала палеоцена до раннего миоцена. Длительность его составляет примерно 44 млн лет. В этот продолжительный этап произошло преобразование климатической ситуации Арктики по следующему тренду: паратропический (палеоцен – начало эоцена) – субтропический (средний и поздний эоцен) – умеренно теплый климат (олигоцен).

Наиболее важным климатическим событием рассматриваемого этапа явился климатический оптимум раннего эоцена. В лютете в ходе геодинамических процессов произошла очень существенная перестройка океанских течений, что вызвало достаточно существенное снижение как летних, так и зимних температур. Следующий важный момент – это быстрое снижение температуры донных вод, установленное в Тихом океане на уровне 16-й фораминиферовой зоны. Однако, наряду с отмеченным общим трендом похолодания климата, климатическая ситуация была все же достаточно нестабильной и не столь уж однонаправленной. Как было показано на примере изучения морской биоты, существовали неоднократные временные интервалы миграции как тропических планктонных форм фораминифер на север, так и бореальных форм на юг. Это позволяет говорить о значительной нестабильности и более сложной общей картине климатических событий рассматриваемого этапа, которые пока не обнаружены в арктических районах.

В олигоцене существенно уменьшилось влияние экваториальных атлантических вод на климат северных широт. На обширных пространствах Арктики зимние температуры, хотя и приближались к 0°C, но все еще оставались положительными. Некоторые исследователи допускают эпизодическое появление снежного покрова и возрастание континентальности климата. В этом отношении олигоцен – это время глобального похолодания.

Второй этап – этап умеренного климата, охватывающий в целом ранний и средний миоцен, а, возможно, и конец олигоцена. Важными климатическими событиями рассматриваемого этапа были климатический оптимум среднего миоцена, появ-

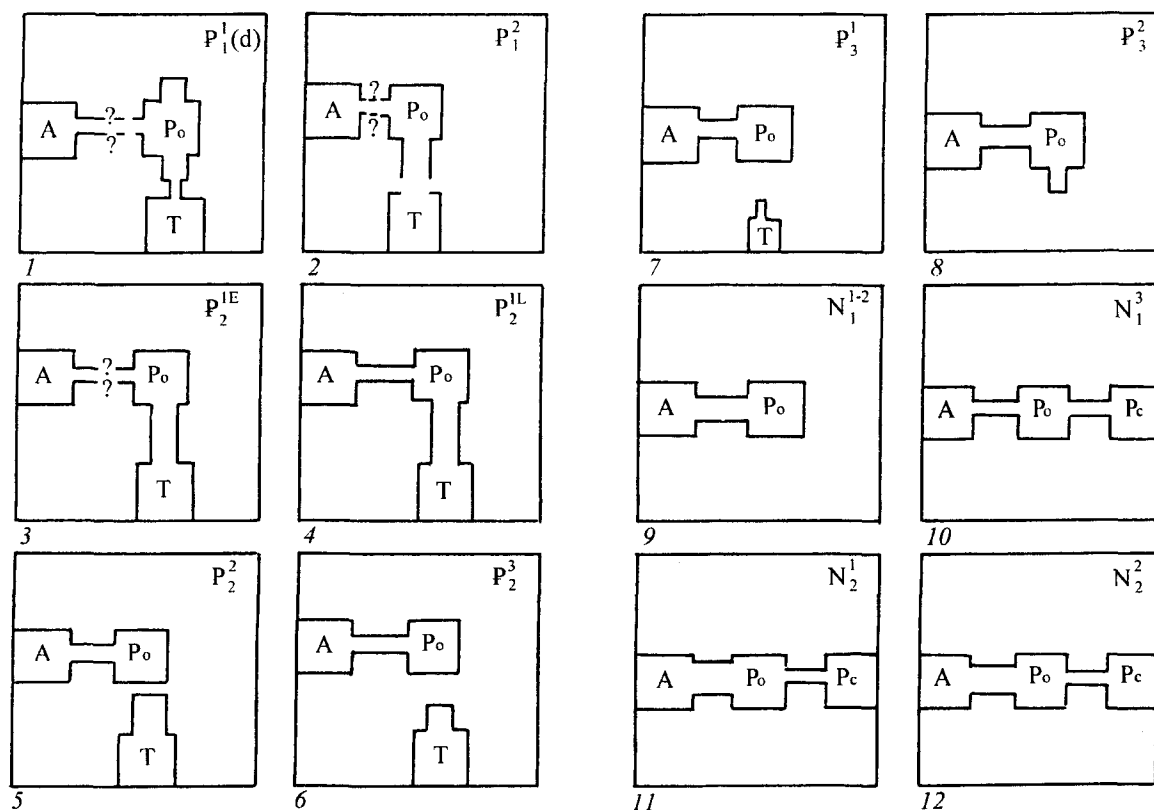


Рис. 19. Соединение Полярного бассейна с Атлантическим океаном и океаном Тетис в палеогене и неогене [Akhmetiev, 1996]

Po – полярный бассейн, Pc – Тихий океан, A – Атлантический океан, T – океан Тетис. Соединения показаны для: 1 – дания, 2 – селандия и танета, 3 – раннего ипра, 4 – позднего ипра, 5 – позднего лютета и бартона, 6 – приабона, 7 – раннего рюпеля, 8 – позднего рюпеля – хата, 9 – раннего и среднего миоцена, 10 – позднего миоцена, 11 – раннего плиоцена, 12 – позднего плиоцена

ление элементов бореальной лесной флоры и провинциальных отличий растительности. Это позволяет говорить о неоднородности климатических показателей в различных частях Арктики. Наряду с климатическим оптимумом, в соответствии с данными по морской биоте, в целом кривая изменения климата имела “зубчатый” характер, отражающий его нестабильность. Эти климатические изменения были более низкого таксономического ранга, чем, например, упомянутый климатический оптимум. Для данного этапа можно уже достаточно уверенно говорить о появлении в зимнее время снежного покрова.

Третий этап – поздний миоцен – нижний плиоцен. Самыми главными событиями в это время были появление морского ледового покрова по крайней мере в зимнее время в Арктическом бассейне, образование зоны тундры и, возможно, криолито-

зоны, возникновение циркумполярного океанского течения. Достаточно уверенно в рассматриваемом этапе выделяются кратковременные похолодания и потепления климата, часть из которых могла быть обусловлена геодинамическими процессами. Важнейшим результатом климатических преобразований данного этапа является появление субарктической обстановки.

Последний, четвертый этап – наиболее кратковременный (верхний плиоцен – четвертичный период, 3–3,3 млн лет), характеризуется как макроклиматическими, так и короткопериодическими изменениями климата. Главными событиями данного этапа были покровные оледенения, очень резкие и значительные гляциоизостатические изменения уровня моря, потепления (межледниковья), образование мощной и обширной криолитозоны.

Глава 3

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ РАВНИНА

Введение¹

Восточно-Европейская (Русская) равнина – одна из крупнейших равнин суши общей площадью более 5 млн км². В тектоническом плане она занимает древнюю (докембрийскую) платформу с прерывистым по площади и различным по мощности осадочным чехлом пород фанерозоя.

Уже в палеозое заложились элементы, определившие геоморфологические мегаструктуры современной поверхности, такие как Днепровско-Донецкий авлакоген, Московская синеклиза, Волыно-Подольский прогиб, Воронежский купол.

В течение всего мезозоя и особенно в конце палеогена многие районы Русской равнины испытывали движения различной направленности [Мещеряков, 1972]. Очевидно, этим фактом объясняется крайне неравномерное распространение в ее пределах отложений большей части кайнозоя. Если в южных районах равнины отложения палеогена и неогена встречаются практически повсеместно и представлены достаточно полно, то к северу от 53–55° с.ш. они развиты крайне фрагментарно. Отсутствие хороших разрезов отложений основной части кайнозоя не позволяет провести детальный анализ динамики палеогеографических условий палеогена и неогена на этих территориях.

Отложения четвертичного периода, напротив, представлены очень широко. В приморских районах вдоль северной и южной кромок равнины распространены морские и прибрежно-морские отложения. Однако главную роль для основной части равнины – ее внутренних районов – имеют отложения ледниковой и лёссово-почвенно-криогенной формаций. В четвертичной истории Русской равнины зафиксировано не менее 6–7 ледниковых эпох. Неоднократно многие ее районы были заняты льдами покровных оледенений. Основной ареной их распространения были низменности, расположенные к северу от цепочки (вытянувшейся с запада на северо-восток) возвышенностей и валов со средними высотами в настоящее время от 160 до 200 м: Белорусской гряды, Смоленско-Московской, Галичской возвышенностей, Северных Увалов. В нижнем и среднем плейстоцене наиболее обширные покровные оледенения преодолевали этот

“барьер” и продвигались значительно к югу вдоль Тамбовской и Приднепровской низменностей (современные средние высоты около 130 м).

В северных районах неоднократный надвиг покровных льдов часто приводил к уничтожению более древних ледниковых и межледниковых отложений. Южнее отложения донского и днепровского, в меньшей степени московского, ледников парагенетически сопряжены с лёссово-почвенно-криогенной формацией плейстоцена, покровно залегающей на различных элементах рельефа. Ее мощность увеличивается от центральных районов Русской равнины в южном направлении от нескольких метров до 30–50 м и более, возрастают количество и возраст заключенных в ней стратиграфических горизонтов [Величко и др., 1984]. Преимущественно субазальный генезис этой толщи обуславливает ее важное значение для изучения динамики наземных ландшафтов и климата прошлого. Таким образом, и для интервала времени позднего кайнозоя информативность и полнота палеогеографических реконструкций в хронологическом диапазоне всего плейстоцена возрастает в целом от северных районов Русской равнины к более южным.

Среднегодовая температура воздуха сейчас изменяется от -5÷-6°C на северо-востоке Русской равнины до +10°C на юге. Годовое количество осадков колеблется от 600–700 мм в западных районах до 200 мм и менее в Прикаспийской низменности. Территория равнины являет собой яркий пример широтной зональности. В соответствии с климатическими особенностями происходит закономерная смена с севера на юг тундровой зоны (ее характерный признак – наличие многолетней мерзлоты), лесотундрой, лесной зоной (с несколькими подзонами), лесостепью, степью и полупустыней. Четкий современный зональный спектр, характерный для Русской равнины, позволяет детально оценить амплитуду ландшафтно-климатических изменений в различных ее регионах при палеогеографических реконструкциях прошлых эпох.

Палеоген и неоген

Как было указано выше, достаточно полно отложения этого времени представлены только в

¹ Раздел написан В.П.Нечаевым.

южной половине Восточно-Европейской равнины. Для более детального анализа динамики ландшафтно-климатических условий этой значительно протяженной по долготе территории (примерно между 25 и 55° в.д.) в ее пределах целесообразно выделить три провинции (с запада на восток). Первая охватывает бассейны Днестра и Днепра (юго-запад Русской равнины), средняя – в основном бассейн Дона, самая восточная – бассейны средней и нижней Волги и Урала (юго-восток Русской равнины).

Юго-запад Русской равнины²

Палеоген

Палеоцен. В палеоцене (65–54,9 млн лет назад) большая часть исследуемого региона представляла собой сушу. Только на месте современных Карпат и Крымских гор и в пределах Днепровско-Донецкого прогиба, низовьев Днестра и Днепра располагались мелководные морские бассейны [Атлас палеогеографических карт ..., 1960]. Судя по составу населявших их крупных устриц и фораминифер, воды этих бассейнов были еще очень теплыми. Прибрежная часть, подверженная приливам и отливам, была занята мангровой растительностью, состоящей из *Nipa burtinii*, *Nyssa* и др.

Дальше от берега распространялась в основном вечнозеленая влажно-тропическая растительность [Кораллова, 1968]. Подобный тип растительности существует и ныне, и его ареал находится в пределах субтропической и тропической зон, для которых характерно большое количество осадков (до 3000 мм в год) и высокие среднегодовые температуры воздуха от 20 до 25°C при температурах самого холодного месяца до +12°C, а самого теплого до +26°C [Алехин и др., 1962].

Эоцен. Эоцен (54,9–38,0 млн лет назад) в данном регионе представлен достаточно полно. В частности, отложения нижнего эоцена известны у с.Сваронье, среднего эоцена – в Днепропетровской области, верхнего эоцена – у г.Верхнеднепровска. Они, соответственно, представлены толщей песков, угленосными отложениями и толщей глинисто-детритусовых пород.

В раннем эоцене происходит трансгрессия моря, еще более усилившаяся в среднем эоцене, когда она охватывает практически всю территорию современного левобережья Днепра и Северного Причерноморья. В течение эоцена (особенно в его начале) сохраняется достаточно стабильная ландшафтно-климатическая обстановка. По берегам теплого (развитие моллюсков, нуммулитов и фораминифер средиземноморского типа) эоценового моря были развиты ландшафты с субтропическими

субтропическими покрытосеменными растениями, произрастание которых возможно только в условиях влажного и жаркого климата.

Отчетливое повышение термического уровня наступает в эоцене, достигая кульминации в конце раннего – начале среднего эоцена. В это время, согласно данным А.Н.Криштофовича, от Западной Европы до меридиана Волги господствовала наиболее типичная тропическая флора из когда-либо существовавших в Европе; по крайней мере до современного 50° с.ш. Русская равнина входила в тропический пояс. Зональная дифференциация растительного покрова эпохи климатического оптимума эоцена, который в данном регионе представлен бучакской свитой, была выражена слабо. Доминирующее положение занимала флора, переходная от гелинденской к полтавской с большим числом тропических растений, таких как пальмы *Nipa*, *Sabal*, лавровые *Cinnamomum*, миртовые, а также *Ficus*, *Eucalyptus*, *Banksia*, *Hakea*.

А.Н.Криштофович [1957] установил для эоцена Украины наличие мангровой болотной растительности с участием папоротника *Chrysodium*, которая и сейчас распространена на мелководных побережьях тропических морей. В климатический оптимум средние месячные температуры здесь не опускались ниже 17–18°C, и в течение большей части года были близки к 25–28°C при средних годовых не ниже 24–26°C [Синицын, 1965], а по другим данным, – не ниже 28–29°C [Ясманов, 1978].

Известно, что эта эпоха отвечает климатическому оптимуму кайнозоя, характеризовавшемуся ярко выраженной меридиональной изотермией, когда арктические широты имели самую высокую теплообеспеченность за весь кайнозой [Величко, 1987].

К концу позднего эоцена в условиях обширной трансгрессии моря в пределах данного региона наступает небольшое похолодание климата, выразившееся в понижении примерно на 1–2°C температуры самого теплого месяца по сравнению с оптимумом эоцена и в увеличении влажности. По своим показателям климат, видимо, приблизился к субтропическому [Кораллова, 1971].

Олигоцен 38–24,6 млн лет назад. Отложения олигоцена хорошо известны в бассейне Днепра (Запорожская область), где они представлены мощной толщей темноцветных глин. В целом этот период на юго-западе Русской равнины продолжал оставаться временем обширных морских трансгрессий. Так, вторая половина олигоцена знаменуется новой трансгрессией, что, очевидно, привело к заболачиванию территорий и распространению вновь *Taxodium distichum*. По побережью моря произрастали сосновые и широколиственные леса. В середине олигоцена широкое развитие получают представители летнезеленых листопадных лесов, среди которых существенное значение приобретают роды *Juglans*, *Quercus*, *Alnus*, *Corylus*, *Betula* и др.

В целом растительность юго-запада Русской равнины и в олигоцене имела субтропический об-

² Раздел написан Т.В.Светлицкой, А.А.Величко.

лик, так как в лесах продолжали преобладать вечнозеленые элементы, такие, как *Palmae*, *Myrica*, *Rhus*, *Ilex* и др. Тем не менее, несмотря на достаточно южное положение региона и смягчающее влияние обширных акваторий, здесь также фиксируется постепенное похолодание климата, выразившееся в относительно слабом понижении температур воздуха января до $+8^{\circ}\text{C}$ в конце олигоцена и более отчетливом понижении температур июля за тот же период времени от $+26$ до $+23^{\circ}\text{C}$. А по сравнению с климатическим оптимумом эоцена общее похолодание климата к концу олигоцена на юго-западе Русской равнины составило, вероятно, не менее 3°C .

Неоген

Миоцен. Более сложная динамика ландшафтно-климатических условий на территории региона реконструируется для миоцена (24,6–5,1 млн лет назад).

Нижний и средний миоцен в опорных разрезах представлен различными отложениями. Кавказский региоюрс (24–22 млн лет назад – разрез у г. Черкесска) сложен толщей алевроитистых глин с прослоями алевроитов и сидерита общей мощностью около 185 м. Сакараульский региоюрс (22–20,5 млн лет назад, там же) представлен песчано-алевровитовыми осадками с прослоями глин. И, наконец, тархан и караган (разрез на мысе Тархан, Керчинский полуостров) имеют в своем составе мергели и песчаные глины.

В начале неогена большая часть исследуемой территории была занята морским бассейном, относившимся к обширному морю Паратетис (к его восточной части), по берегам которого произрастали леса теплоумеренного типа, сходные с современными лесами Северного Средиземноморья. Это, по мнению В.В. Коралловой, свидетельствует о дальнейшем похолодании климата, отчетливо проявившемся в олигоцене.

Однако около 21–20 млн лет назад (сакараульский горизонт) по палинологическим данным температуры воздуха повышаются по сравнению с началом миоцена на несколько градусов, что отвечает климатическому оптимуму. В спектре отмечается большое разнообразие пыльцы широколиственных и субтропических элементов, а среди голосеменных преобладают разнообразные таксодиевые.

Морские фауны, а также наземные флоры отражают описанные выше колебания климата. В Паратетисе в самом начале миоцена происходило изменение состава моллюсков за счет вымирания термофильных форм и появления характерных для умеренных широт элементов. Затем в сакараульский этап в Паратетисе широкое развитие получает комплекс моллюсков, в котором господствовали вновь тепловодные формы, часто достигавшие очень крупных размеров [Невесская, 1986]. Состав фораминифер также показывает, что в начале

нижнего миоцена (кавказский региоюрс) температура вод Восточного Паратетиса была ниже, чем в период формирования отложений сакараульского региоюрса [Богданович, 1986].

Климат и ландшафты на территории юго-запада Русской равнины в среднем миоцене (особенно в его начале) были во многом сходны с условиями конца среднего миоцена: по данным В.В. Коралловой, Н.А. Шекиной и др. для этого интервала времени было характерно широкое распространение голосеменных растений, создающих основной фон неогена.

Существенные изменения в ландшафтно-климатических условиях намечаются в позднем миоцене, когда массовое распространение получают широколиственные листопадные породы (бук, дуб, вяз, дзельква) и травянистые ассоциации. Этот временной интервал в развитии исследуемой территории имеет особое значение. Согласно официальной стратиграфической схеме неогена Восточного Паратетиса, *верхний миоцен* включает в себя сарматский и меотический региоюрсы, а граница между миоценом и плиоценом проводится по подошве отложений понта.

Сармат. Сарматский этап (11,3–6,8 млн лет назад) развития природы ознаменовался новым прогибанием окраин Русской платформы и распространением наиболее обширной в неогене сарматской трансгрессии.

Нижний сармат по палеомагнитным данным имеет возраст 11,3–10,3 млн лет. Его отложения детально изучались в разрезе у с. Бурсук (Молдавия), где они представлены мощной толщей известняков, мергелей и глин. Раннесарматский бассейн был теплым (в основном присутствие средиземноморских видов) и сравнительно опресненным. По его берегам произрастали влажные субтропические леса, сменившиеся к концу этого времени листопадными широколиственными лесами с вечнозелеными элементами. Согласно палинологическим данным, с помощью метода ареалограмм, реконструируется влажный субтропический климат с температурами июля 23 – 24° , января около 10°C . Следует отметить, что эти параметры весьма близки к климатическим показателям сакараула (нижний миоцен), а это позволяет считать нижний сармат вторым климатическим оптимумом миоцена. В целом, нижний сармат – последний интервал времени, когда на данной территории были широко развиты ландшафты влажных субтропических лесов, местами с примесью тропических элементов, а температуры воздуха самого холодного месяца не опускались ниже 10 – 8°C . Климатограмма для нижнего сармата представлена на рис. 20.

Средний сармат с учетом палеомагнитных данных имеет возраст 10,3–9,0 млн лет. Для получения палеоклиматических характеристик изучались отложения в разрезах Грицев, Калфа, Варница (Молдавия), где они представлены толщами мергелей, переслаивающихся с оолитовыми известняками.

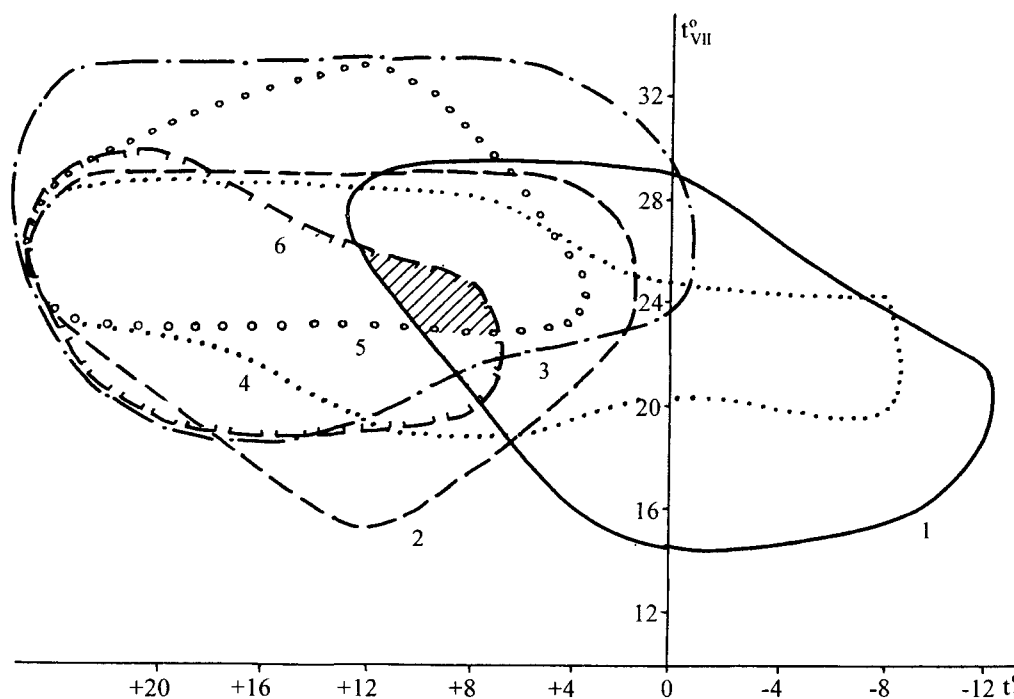


Рис. 20. Климатограмма для верхнего горизонта (збручского) нижнего сармата. Разрез у с.Амвросиевка (составила Т.В.Светлицкая)

1 – *Fagus*, 2 – *Alangium*, 3 – *Ficus*, 4 – *Carya*, 5 – *Sophora*, 6 – *Sterculia*

Средний сармат – это время максимума сарматской трансгрессии, когда морем вновь была занята большая часть исследуемой территории. По имеющимся данным, море было теплым, неглубоким, с хорошо прогреваемыми водами, что благоприятно сказывалось на массовом развитии крупных и толстостенных моллюсков и фораминифер, из скелетов которых формировались крупные биогермы [Невеская, Ахметьев, Богданович и др., 1986]. В начале среднего сармата по берегам моря произрастали листопадные широколиственные леса с участием вечнозеленых элементов, климат оставался близким к субтропическому с температурами июля до 22°, января – до 8°C.

К середине среднего сармата начинают преобладать ландшафты широколиственных теплоумеренных лесов, но без участия буков, каштанов, ильмов, что указывает на некоторую аридизацию климата по сравнению с предшествующим временем. В это время в Северном Причерноморье уже стабильно существовали травянистые ландшафты, получившие еще большее развитие в меотическом веке [Якубовская, 1956]. К концу среднего сармата природная обстановка еще более изменилась. В связи с аттической фазой альпийского орогенеза прогибание юго-западного склона Русской платформы сменяется подъемом. Начинается повсеместное сокращение сарматского бассейна, сопровождаемое его резким обмелением и опреснением. На суше фиксируется дальнейшая аридизация климата: появляются злаково-разнотравно-маревые группы

ровки, но основное место в ландшафтах пока еще занимают теплоумеренные широколиственные леса [Сябряй, 1987; Щекина, 1979]. Климат характеризовался достаточно теплыми летними условиями, но средние температуры января уже не превышали 5–6°C. В фауне млекопитающих происходит вымирание элементов анхитериевой фауны, сменяющихся более специализированными формами – обитателями саванных биотопов [Короткевич, 1988].

Верхний сармат (возраст 9,0–6,8 млн лет) для палеоклиматических реконструкций изучался в разрезах Гребенники, Новэметовка I и II, Новоелизаветовка. Он начинается с новой трансгрессии бассейна полуморского типа [Чепалыга, 1986]. На суше преобладали хвойно-широколиственные леса. В составе бериславского фаунистического комплекса этого времени преобладают обитатели залежных и заболоченных биотопов – хилотерий, ахтиария и др. [Короткевич, 1988]. Согласно ареалограммам характерных видов растений климат был влажный и достаточно теплый; среднемесячные температуры июля были 24°, а января могли достигать 7°C.

Сарматский век завершается глубокой регрессией морского бассейна, обусловленной положительными движениями, охватившими юго-западную часть Русской платформы. На суше фиксируется сильная аридизация и некоторое похолодание климата. Сокращается роль лесов, в растительности усиливается роль степных ассоциаций, что позво-

ляет говорить о существовании лесостепных ландшафтов [Сябряй, 1987]. Состав гребенниковского фаунистического комплекса также свидетельствует об изменении климата в сторону аридизации: появляются многочисленные формы парнокопытных – жирафы, газели, прокапры [Короткевич, 1988]. Климат оставался умеренно теплым с чертами континентального, температура июля составляла 23°, января – не более 4°C.

Меотис. Меотис характеризовался дальнейшей трансформацией природных условий – ландшафты этого времени разительно отличались не только от ландшафтов раннего и среднего, но даже от таковых первой половины позднего миоцена. Для палеоклиматических реконструкций использовались данные по разрезам Новозметовка I и II, Новелизаветовка, Чобручи, Черевичный. В начале меотиса отмечается небольшая по площади, но экологически значимая трансгрессия морского бассейна из Средиземноморья (соленость повысилась до 25‰). На суше в это время, как и в верхнем сармате, господствовали хвойно-широколиственные леса с теплолюбивыми элементами [Негру, 1988]. В фауне млекопитающих увеличивался состав обитателей лесных биотопов, характерных для лесистой саванны (олений, палеотрагин, вновь появляются трагоцерин) [Короткевич, 1986]. Климат был влажный, теплоумеренный.

В позднем меотисе в Средиземноморье развивается мессинский экологический кризис, когда происходит осушение большей части бассейна и накопление в солеродных водоемах мощных толщ эвапоритов. Возможно, в это время имело место полное осушение глубоководных котловин Черноморской и Каспийской впадин. В результате возникли обширные участки новой суши, способствовавшие аридизации и континентализации климата, что, в свою очередь, отразилось на составе флоры и фауны [Чепальга, 1986]. В данную эпоху преобладали ландшафты открытого типа, сочетавшиеся с дубовыми долинными лесами.

К концу меотетиса появляются настоящие степные ландшафты типа ковыльных степей, но еще более сухие, чем степи конца сармата [Сябряй, 1987]. Этим сообществам отвечает теплоумеренный климат с температурами июля 23°, января около 6°C и осадками менее 500 мм в год. Среди фауны (черевычанский комплекс) исчезают копытные и хоботные (обитатели влажных лесных биотопов) и отмечается прогрессивное развитие форм, приспособленных к более сухим и открытым ландшафтам. Отсутствие в комплексах жирафовых и заметное сокращение трагоцерин связано с некоторым похолоданием климата [Короткевич, 1986].

Плиоцен. Как было указано выше, в основании плиоцена в данном регионе залегают отложения *понта* (5,4–4,7 млн лет). В начале понтического века происходит трансгрессия моря (прорыв морских вод Средиземноморья – занклийская трансгрессия), объединившая все бассейны вплоть до

Каспия. В это время, согласно палинологическим данным, полученным по разрезам у г.Одесса и у с.Виноградовка, на исследуемой территории преобладал лесостепной ландшафт [Негру, 1986]. К концу этого периода главную роль в растительном покрове стали играть лесные сообщества – теплоумеренные широколиственные леса [Медяник, 1986], произраставшие в условиях, когда температуры самого холодного месяца не превышали 2–4°C, а самого теплого 24–25°C. В фауне млекопитающих исчезает ряд типичных представителей гиппарионовой фауны, характерных для предшествующего времени, и появляются более специализированные виды гиппарионов, отражающие в основном условия умеренного и не столь сухого климата, как в конце меотетиса [Короткевич, 1986].

Киммерий. Важным этапом в развитии природы региона был киммерийский этап (4,7–3,4 млн лет). Отложения этого времени для палеоклиматических целей изучались в разрезах Гребенники-II (Одесская область) и Эльтиген (Керченский полуостров), где они представлены континентальными глинами и алевроитами. В это время большая часть исследуемой территории представляла собой сушу. Морские бассейны сохранялись в пределах Черноморской и Каспийской впадин. По их берегам произрастали теплоумеренные широколиственные леса. Этому времени соответствует кучурганский фаунистический комплекс. Он сохраняет в своем составе основные элементы гиппарионовой фауны, в целом представленной лесными и лесостепными видами.

Данные палеоботанических исследований киммерийских пород свидетельствуют об увлажнении и потеплении климата с начала киммерия. По сравнению с поздним понтом в составе растительных группировок увеличилось количество субтропической флоры (*Pittosporum*, *Parrotia*, *Nysa*, *Aralia*, *Magnolia*, *Staphylea*, *Taxodium*) и это дает основание говорить о повышении температуры, прогрессирующем в течение первой половины киммерия. Максимальные температуры приходятся на время образования осадков камышбурунского горизонта (4,2–4,0 млн лет назад). Зимние температуры повысились не менее чем на 2°C, и средняя температура июля составляла 23°, января – 6°C. Пространственная дифференциация типов ландшафтов сохраняется и в это время. Наряду с лесными ландшафтами широколиственных теплоумеренных лесов с субтропическими элементами, имели место и ландшафты открытого типа, но облик их стал иным – болотно-луговая растительность сменила степную почти во всех открытых местообитаниях, а галофильные группировки занимали освободившиеся из-под моря территории. Такое потепление произошло на значительных пространствах Центральной и Восточной Европы, где в силу географического положения потепление сопровождалось и большей увлажненностью. Это обусловило весьма мезофитный характер растительности этих регионов.

На основании приведенных данных можно утверждать, что климатический оптимум плиоцена в данном регионе приходится на киммерийское время, примерно 4,2–4,0 млн лет назад [Сябряй, Светлицкая, 1991].

К концу киммерия в составе растительности вновь увеличивается содержание травянистых элементов, фаунистические комплексы также отражают нарастающую аридизацию климата [Медяник, 1986; Короткевич, 1988].

Куяльник. Принципиально новый этап в состоянии климата на данной территории приходится на поздний плиоцен (куяльническое время). Выражается он в первую очередь в том, что зимние температуры воздуха (среднемесячная температура января) впервые за весь кайнозой опустились до 0°C в относительно теплые фазы и становились отрицательными в фазы похолодания. Это хорошо иллюстрируется на примере среднеакчагыльского интервала времени (2,7–2,1 млн лет назад). В теплые фазы в данном регионе за исключением узкой полосы в Приазовье, где существовали степи, были развиты сосновые леса с участием разнообразных широколиственных и даже вечнозеленых. Ареалогический анализ показывает, что центр современной концентрации акчагыльской флоры Русской равнины располагается в Восточном Китае. На основе метода климатограмм были определены палеотемпературы, которые изменялись с севера на юг в пределах региона для июля от 20 до 24°C, для января от 0 до 4°C [Гричук, 1991].

В холодную фазу, соответствующую претиглию западноевропейских схем, предполагается весьма существенное похолодание климата, когда в исследуемом регионе температуры января могли понижаться до -10°C [Гричук, 1981]. Вероятно, это экстремально возможная оценка похолодания климата в позднем плиоцене для данной территории, которая более соответствует уже условиям холодных интервалов эоплейстоцена [Величко и др., 1993].

Динамика ландшафтных и климатических условий в позднем миоцене и плиоцене представлена на рис. 21.

Центр Русской равнины (и сопредельные районы)³

Данный сектор охватывает в основном бассейн Дона и Приазовье, с привлечением материалов по территориям Восточного Причерноморья.

Палеоген

Палеоцен. В пределах Воронежской антеклизы палеоцен представлен сумской свитой, южнее, в

Причерноморье, – инкерманским и качинским горизонтами. В бассейне Дона палеоцен характеризуется пыльцевым комплексом, в котором помимо таксонов, определяемых по искусственной систематике, выявлены *Pinus*, миртовые, каштановые, т.е. мезофильные древесные растения, свойственные ландшафтам хвойно-широколиственных лесов теплоумеренной и субтропической зон с примесью тропических элементов.

Эоцен. Отложения эоцена представлены достаточно полно и позволяют реконструировать изменение ландшафтов и климата за весь этот интервал времени. В связи с трансгрессией значительная часть региона была занята мелководным морем, суша располагалась только в его северной и частично центральной частях.

Нижний эоцен. В пределах Воронежской антеклизы нижний эоцен включает каневскую свиту, в Причерноморье – бахчисарайский горизонт. Каневская свита содержит как пыльцу, так и отпечатки листьев растений. Пыльцевой комплекс – мирико-каштаново-таксодиевый. Помимо растений, обычных для современной субтропической зоны, зафиксированы тропические роды *Eugenia* и *Aegelasaeae*. Среди отпечатков также отмечены тропические растения (*Andomeda*, *Dewalquea*, *Weismannia*). Исходя из этого, можно предполагать распространение в это время хвойно-широколиственных лесов богатого состава со значительной примесью вечнозеленых тропических растений. Такая растительность наиболее близка к “тропическим полувечнозеленым и листопадным лесам” (классификация по Г.Вальтеру, [1968]) муссонных лесов Индии, для которых среднегодовая температура воздуха составляет 23–24°C, температура июля 26–28°, января более 20°C, годовое количество осадков около 1000 мм. Обилие тропических растений выделяет каневскую флору среди других флор палеогена, что позволяет отнести ее в данном регионе ко времени климатического оптимума эоцена.

Средний эоцен. В бассейне Дона средний эоцен представлен бучакской и, отчасти, киевской свитами. Реконструкции типов растительности по пыльце из отложений бучакской свиты весьма близки к каневским, а в киевской преобладает пыльца растений из теплоумеренной или северо-субтропической зоны.

Обильна здесь пыльца жестколистных дубов *Quersus gracilis*, *Q. confecta*, что придает данной флоре некоторое сходство с современной флорой Средиземноморья и, возможно, свидетельствует об аридизации климата.

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена (обуховский горизонт) характеризуются пылью, в которой преобладают зерна жестколистных дубов *Q. gracilis*, *Q. graciliformis* (в сумме до 43%), обильны субтропические *Castanopsis*, *Araliaceae*. Присутствует пыльца *Rhus*, *Nyssa*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Podocarpus*, *Juglans*, *Myrica*. Растительность

³ Раздел написан Ю.И.Иосифовой.

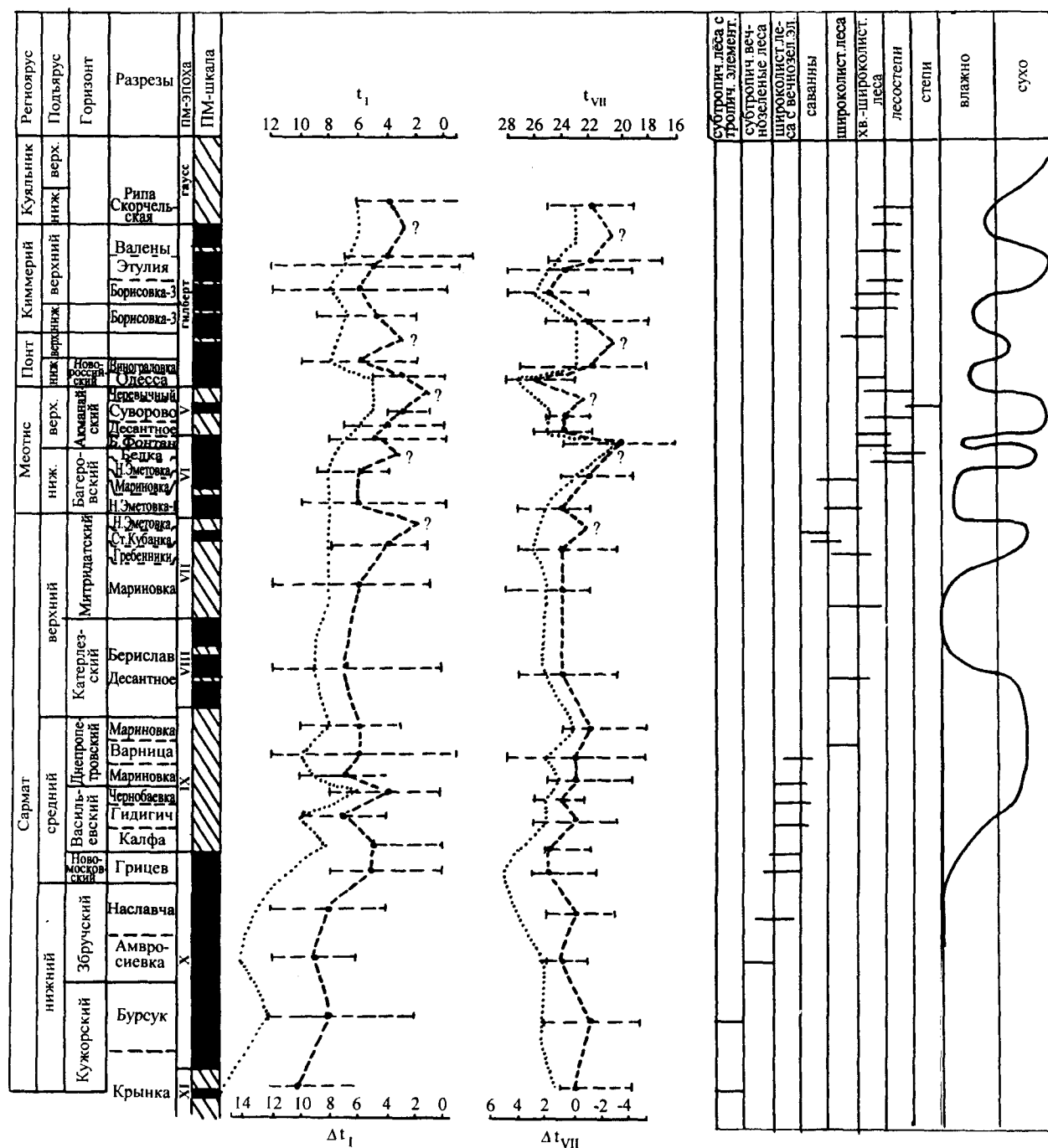


Рис. 21. Динамика ландшафтов и климата в позднем кайнозое на юго-западе Русской равнины (составила Т.В.Светлицкая)

температурой июля 25–26°C, температурой января около 8–12°C, среднегодовым количеством осадков около 800–850 мм.

Quercus, Pasania, Magnolia и др. Состав пыльцы и отпечатков листьев воспроизводит лесную флору с преобладанием сосен, таксодиевых и *Nyssa*, с обилием вечнозеленых и мезофитов, летнезеленые леса, близкие по составу к современной неморальной флоре с *Alnus, Carpinus, Betula, Ulmus*, т.е. леса, отвечающие теплоумеренным условиям. Таким образом, на рубеже эоцена и олигоцена на территории Русской равнины произошло существенное изменение типа растительности. После господства субтропического климата в эоцене с началом олигоцена фиксируются условия, характерные для теплоумеренного климата. Поскольку в пасековской свите таксодиевые составляют около 50% спектра, то можно допустить, что климатические условия времени ее формирования были сходными с наблюдаемыми сейчас на Калифорнийском побережье Северной Америки и в среднем и нижнем течении р. Миссисипи. Для этих районов характерны среднегодовые температуры до 15–16°C, среднемесячные температуры июля до 24–26°C, температуры января 4–12°C, годовое количество осадков составляет около 1000 мм. Таким образом, в раннем олигоцене фиксируется существенное похолодание по сравнению с эоценом.

Климат средней части олигоцена на территории данного региона не может быть достоверно установлен ввиду отсутствия палеонтологических остатков в кантемировской свите.

Флора позднего олигоцена для центра Русской равнины известна по разрезам змиевской подсвиты. По своему характеру флора не столь далека от пасековской, пыльцевой спектр свидетельствует о развитии лесных ландшафтов с преобладанием сосен и таксодиевых, обилием мезофилов из семейства *Juglandaceae, Nyssa* и других, близких к лесам неморальной зоны. Климат верхнего олигоцена был теплоумеренным с постоянным увлажнением.

Неоген

Миоцен. Его отложения представлены довольно широко в пределах данного региона.

Основание нижнего миоцена в данном регионе представлено сивашской свитой с хорошо известным комплексом отпечатков листьев из г. Тим (центральная часть Среднерусской возвышенности). В растительности имело место сочетание элементов современной неморальной и северосубтропической флоры (63%), а также флоры южносубтропической и тропической зон (33%). Основными эдификаторами были вечнозеленые, часто цельнокрайние дубы, каштанописы, архаичные буковые, многочисленные лавровые. В целом, состав тимского комплекса соответствует более теплым условиям по сравнению с олигоценем и несколько напоминает состав верхнеэоценовой флоры обуховского горизонта (в частности, заметным участием растений, существовавших при сезонном увлажне-

нии). Можно предполагать, что климат в это время был теплоумеренным, некоторыми чертами сходным со средиземноморским и тропическим.

Середина нижнего миоцена представлена байчуровской свитой (аналогом пограничных слоев сакраула и коцахура). Радиометрический возраст свиты по вулканическому пеплу составляет $19,9 \pm 1,4$ млн лет. Судя по отпечаткам листьев, а также по пыльцевым данным, в это время преобладает древесная растительность, ныне произрастающая в условиях теплоумеренного и влажного субтропического климата – *Carpinus grandis, Fagus orientalis, Magnolia, Castanea atavia, Taxodium dubium*, что позволяет сопоставить этот интервал с климатическим оптимумом нижнего миоцена.

Основанию среднего миоцена соответствуют каменнобродская свита, нижняя часть уваровской и медведицкой свит (аналоги чокрака–карагана, возможно, тархана). В них содержится обильная пыльца тепло- и влаголюбивых, в том числе широколиственных древесных пород главным образом из семейств *Fagaceae* и *Juglandaceae*, а также постоянная, хотя и в небольшом количестве, примесь пыльцы субтропических растений *Simplocos, Alanguium, Engelhardtia, Elaeagnus, Disanthus, Trapa oligocenica*. Каменнобродская, уваровская и другие свиты отвечают, видимо, завершающей фазе климатического оптимума (17–16 млн лет назад).

Важно отметить, что если на Верхнем и Среднем Дону в пыльцевых спектрах представлены почти исключительно древесные растения, а среди широколиственных доминируют *Fagus*, то на Нижнем Дону количество трав в спектрах достигает 25% (среди них преобладают *Chenopodiaceae* и *Artemisia*), а среди широколиственных преобладает *Quercus*. Эти особенности, безусловно, указывают на ксерофитизацию южной части рассматриваемой территории. Ландшафты оптимума миоцена с элементами отчетливой зональности в пределах региона представлены на обзорной карте (рис. 22).

Реконструкция климата каменнобродско-уваровского интервала, которая выполнена путем анализа климатических условий современных областей, являющихся центрами концентрации ареалов ископаемой флоры, позволяют говорить, что эта флора существовала при средней годовой температуре воздуха 13–15°C, температуре июля 25°C, января 3°C, продолжительность безморозного периода могла достигать 260 дней, годовое количество осадков около 1000 мм [Иосифова и др., 1977]. На Нижнем Дону можно предположить те же термические условия, однако количество осадков составляло менее 800 мм.

Залегающая выше часть миоценовых отложений (региональные аналоги карагана, конки, нижнего и среднего сармата – конец среднего–первая половина позднего миоцена) фиксирует похолодание климата, особенно значительно проявившееся в нижнем сармате. Похолодание обусловило постепенную смену широколиственных лесов хвойными

леса с резким преобладанием сосны и небольшой примесью теплолюбивых пород того же состава, что и в нижележащих отложениях. Анализ ареалограмм [Иосифова, 1977] позволяет восстановить теплоумеренный климат с постоянным увлажнением в течение года, со среднегодовой температурой воздуха 11–13°, температурой июля 23°, температурой января всего около 1°C, годовым количеством осадков более 1000 мм. На Нижнем Дону, где количество пыльцы трав в спектрах достигает 25%, можно предполагать наличие локальных открытых участков среди лесной растительности.

Терминальная часть позднего миоцена достоверно установлена только на Нижнем Дону, где представлена верхним сарматом, меотисом и понтом⁴.

Согласно данным Е.Н.Анановой [1974], в верхней части среднего сармата и в позднем сармате фиксируется отчетливая смена палинологических спектров, выражающаяся в заметном обеднении их пыльцой древесных пород в количественном и качественном отношении, сокращении роли хвойных за счет количества лиственных пород, а также обогащении их пыльцой маревых и полыней. Количество пыльцы древесных снизу вверх сокращается от 86 до 48%. Среди хвойных преобладают *Pinus s/g Diploxylon*, регулярно встречаются *Picea*, *Tsuga*, *Ignicula*, *T. macroserata*, в единичных зернах *Abies*, *Keteleeria*, *Podocarpus*. Присутствуют также *Taxodium* и *Sequoia*. Среди лиственных встречены *Carya*, *Pterocarya*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Nyssa*. Приведенный спектр свидетельствует о существенной ксерофитизации территории.

В меотисе Нижнего Дона, согласно данным Е.А.Анановой, количество пыльцы недревесных пород достигает 60–70%. Среди них преобладают *Chenopodiaceae* (30–40%), *Artemisia* (15–19%). Впервые в спектрах появляется типичный ксерофит *Ephedra*, современный ареал которого совпадает с зонами степей и пустынь. Среди древесных преобладают *Quercus* (15–20%), *Ulmus* (8–10%), в единичных зернах *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans*, *Nyssa*, *Rhus*, *Fagus* и др. Среди хвойных преобладают *Pinus s/g Diploxylon*, единично *Abies*, *Tsuga*, *Sequoia*, очень редко *Taxodium*.

Согласно данным Е.Н.Анановой и М.Н.Валуевой, наибольшего значения пыльца ксерофильных недревесных растений достигает в позднем меотисе и понте (примерно 8–5 млн лет назад; верхняя часть этого интервала в пределах 6,7–5,2 млн лет назад синхронна мессинию). Количество их в спектрах достигает 90–98%. Резко доминирует пыльца семейства *Chenopodiaceae*, в составе которой много обитателей солончаковых пустынь – *Suada*, *Salsola*, *Salicornia*, *Kochia* и др. (до 80%), *Artemisia* (20–30%). Регулярно встречается *Ephedra*. Количество

пыльцы древесных растений колеблется от 1% на востоке (территория Калмыкии) до 10% на западе (Приазовье). Состав их, особенно на востоке, очень ограничен: на востоке только *Pinus*, *Betula sec. Albae*, на западе также *Alnus*, *Morys*, *Corylus*, очень редко *Juglans*, *Myrica*, *Vitis*. Ландшафты этого времени на западе (низовья Дона и Приазовье) – степные с годовой суммой осадков 350–400 мм, на востоке, где годовая сумма осадков не превышала 200 мм, – полупустынные.

На Среднем и Верхнем Дону палеонтологически доказанных отложений верхнего сармата – меотиса – понта немного. По геологическим данным аналогом их (или только верхней понтической части) являются древнейшие слои ергенинской свиты. Согласно, в основном, данным из смежных поволжских районов, можно полагать, что ландшафты конца миоцена в бассейне Среднего и Верхнего Дона были степными с байрачными лесами, преимущественно из бореальных растений, по типу сходных с ландшафтами западной части Донского понизовья; в северной части региона происходила смена степи лесостепью (рис. 23).

На водоразделе Верхнего Дона и Волги, у г. Ардатов, в Дивеевской палеодолине В.Л.Яхимович и О.Е.Чумаковым [1992] установлены аллювиально-озерные отложения меотетиса – понта, охарактеризованные пыльцевыми спектрами и семенами растений, свидетельствующими о произрастании в этом районе хвойно-широколиственных лесов с преобладанием *Pinus s/g Diploxylon*, *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*, *Carpinus*) и значительным участием широколиственных: *Guercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Suglans*, *Carya*, *Pterocarya*.

Таким образом, в меотисе – понте граница лесной и степной зон располагалась примерно на широте городов Тула – Пенза, т.е. занимала положение, близкое к современному.

Таким образом, миоцен – время крупнейшего перелома в климатических условиях, растительном покрове и ландшафтах на территории региона, когда существовавшая здесь ранее единая зона смешанных хвойно-широколиственных лесов распалась на две самостоятельные – южную степную и северную лесную, причем граница последней сдвигалась в конце миоцена вплоть до 55° с.ш.

Плиоцен. Плиоцен характеризуется еще более резкими сменами ландшафтно-климатических условий. Импульсы похолоданий становятся все чаще и все значительнее, они оказывают все возрастающее влияние на природу центра Русской равнины.

Киммерий. Оценка климатических условий киммерия для данного региона базируется в основном на литологических и фаунистических данных. Во всем районе донской депрессии широко распространены красноцветные коры выветривания, перекрывающие аллювиальные отложения понта и имеющие преимущественно киммерийский возраст. В примыкающем с юга районе азовского побережья Крыма в отложениях киммерия развиты четыре

⁴ На юго-западе Русской равнины отложения понта включаются в состав плиоцена (Примеч. ред.).

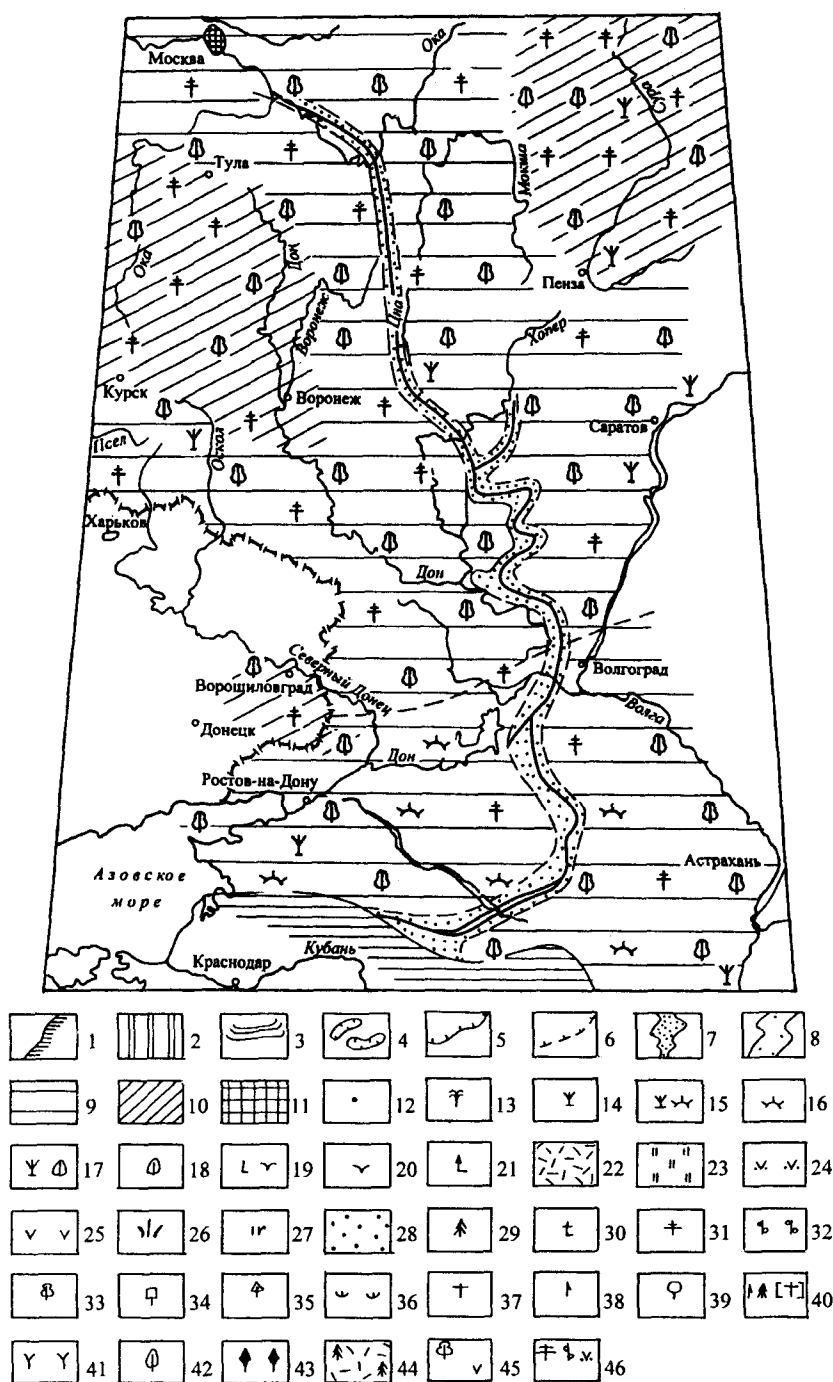


Рис. 22. Палеогеографическая карта-схема климатического оптимума миоцена (18,0–15,5 млн л.н.) центральных и южных районов Русской платформы (составила Ю.И.Иосифова)

Условные обозначения к палеогеографическим картам-схемам. 1–10 – общие обозначения: 1 – береговая линия; 2 – осушенные участки шельфа; 3 – ледниковые покровы; 4 – горное оледенение; 5 – южная граница области распространения многолетнемерзлых пород; 6 – граница зоны глубокого сезонного промерзания; 7 – речные долины, установленные; 8 – речные долины, предполагаемые; 9 – равнина низменная (менее 100 м над у.м.); 10 – равнина возвышенная, плато (100–500 м над у.м.). 11 – горные области (выше 500 м над у.м.). 12 – изученные разрезы. 13–21 – фитоценозы палеогена и неогена: 13 – паратропические лесные формации; 14 – лесная растительность влажных субтропиков; 15 – саванная растительность сухих субтропиков; 16 – степная или полупустынная растительность; 17 – лесная растительность, переходная от субтропической к теплоумеренной; 18 – лесная мезофильная теплоумеренная растительность; 19 – лесотундровая растительность; 20 – тундровая растительность; 21 – горная лесная растительность (хвойные и хвойно-широколиственные леса). 22–46 – растительность четвертичного периода: 22–28 – растительность открытых пространств (22 – тундра; 23 – луга; 24 – перигляциальная степь; 25 – мезофильная разнотравная степь; 26 – ксерофитная разнотравно-дерновинно-злаковая и дерновинно-злаковая степь; 27 – теплоумеренная высокотравная степь; 28 – пустыня); 29–43 – леса, обозначаются знаком, соответствующим их типу; 44 – смешанные леса; 45 – широколиственные леса; 46 – хвойно-широколиственные леса.

Рис. 22 (окончание)

вующим их доминанту или доминантам; сопутствующие породы обозначаются знаком в скобках (29 – еловые; 30 – лиственничные; 31 – сосновые; 32 – березовые; 33 – дубовые, липово-дубовые; 34 – полидоминантные широколиственные; 35 – полидоминантные хвойно-широколиственные; 36 – микротермные кустарники; 37 – кедр сибирский; 38 – пихта; 39 – граб; 40 – пихтово-еловые леса с участием кедра сибирского; 41 – ксерофильные редколесья и кустарники; 42 – листопадные леса с термофильными элементами; 43 – вечнозеленые древесные породы); 44–46 – экотоны, обозначаются комбинацией знаков (44 – лесотундра; 45 – дубовая лесостепь; 46 – перигляциальная сосново-березовая лесостепь).

Для карто-схем неогена возможно использование условных знаков 22–46.

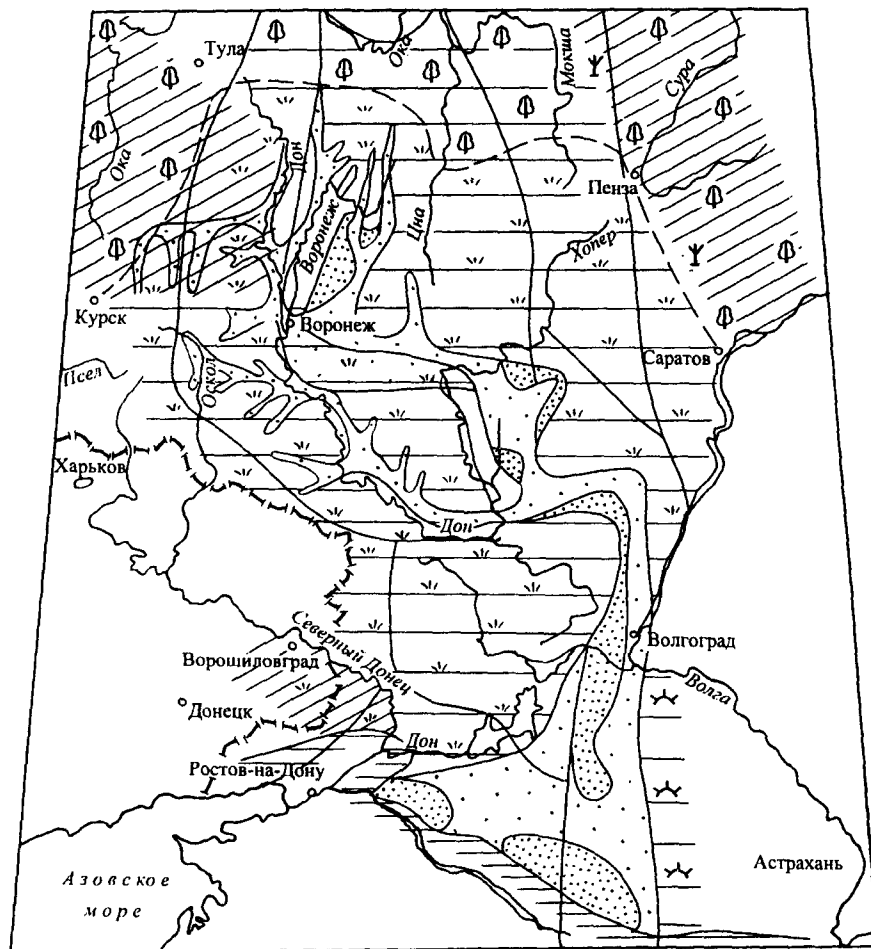


Рис. 23. Палеогеографическая карта-схема климатического минимума конца миоцена (мессиний – 6–5 млн л.н.) центральных и южных районов Русской платформы (составила Ю.И.Иосифова)

Условные обозначения см. на рис. 22

горизонта железорудных скоплений, представляющих собой неокисленные сидерито-лептохлоритовые руды, сформированные в процессе перетолжения понтических красноцветных почв. Каждый пласт фиксирует климатический оптимум, самый мощный из которых приурочен к концу нижнего киммерия и имеет возраст около 4,3–4,0 млн лет [Зубаков, 1990].

Раннекиммерийские фауны Дона соответствуют русцинию (зона MN 14 Мена). Древнейшая из них представлена термофильным комплексом с обильным содержанием черепаш, степных мелких млекопитающих (хомяк *Cricetulus*, слепыш *Spalax* и др.). Раннекиммерийская фауна из р.Антиповка содержит тропические элементы (летяга *Pliopetaurista*, сходная с обитающими ныне на Суматре и Калимантане). Согласно данным А.К.Агаджаняна [1991], для этой фауны характерно изобилие зайцеобразных, а степные виды присутствуют в неболь-

шом количестве. Наличие летяги *Pliopetaurista*, со-ни *Gliridae* gen. свидетельствует о развитии значительных лесных массивов. Сходные данные о ландшафтах и климате начального этапа позднего киммерия дает анализ наземных моллюсков (данные Р.В.Красненкова). В антиповской свите выявлена весьма теплолюбивая лесостепная фауна с субтропическими и тропическими формами. Наличие тропических и субтропических элементов в фауне антиповской свиты в совокупности с данными об их хроностратиграфической позиции позволяет сопоставить их с термическим оптимумом плиоцена (первая половина позднего киммерия).

Второй половине позднего киммерия соответствует фауна мелких млекопитающих молдавского комплекса, сопоставляемая с верхним русцинием. Присутствие насекомоядных *Erinaceni*, остатков черепаш, барсуков *Meles* указывает на ее термофильный характер. Присутствие слепыша *Micro-*

spalax, комплекса бесцементных полевок *Dolomys*, *Pliomys* и *Promiomys*, обилие зайцеобразных *Pliolagus*, *Pliolagomys*, *Proochotona* указывает, видимо, на степные или саванно-степные условия.

Акчагыл. Для акчагылского этапа определяющими для палеоклиматических характеристик являются палеоботанические данные, дополненные материалами по фауне.

Нижний акчагыл охарактеризован богатыми мезоэоценовыми макроостатками, а также пыльцевыми данными из отложений нагавской свиты Нижнего Дона. Флора позволяет реконструировать степную растительность. По данным П.И.Дорофеева [1985], деревья и кустарники представлены немногими формами, обитавшими в основном в долинах (*Salix*, *Betula*, *Morus tanaitica*, *Rubus* и др.). Комплекс трав включает настоящих степняков *Polygonum arvense*, *Rumex marshallianus*, *Bunias cochlearioides*. Из этих же слоев известен пыльцевой спектр, где 78% составляют травянистые растения (Compositae – 10,6%, *Artemisia* – 13,8%, Chenopodiaceae – 15,7%).

В более северных районах в коротоякской свите Верхнего Дона в отложениях, в которых зафиксирован палеомагнитный эпизод Каэна (2,9–2,8 млн лет назад), обнаружена богатая фауна мелких млекопитающих, а также остатки *Unio*. Фауна млекопитающих свидетельствует об условиях лесостепи. Большое количество насекомых (землеройка *Blainoides*, выхухоль *Desmana termalis*, крот *Talpa csarnotani*), присутствие слепыша *Microspalax cf. odessanus*, мыши *Apodemus silvaticus* указывают на климат, в котором, по мнению А.К.Агаджаняна [1991], теплые летние температуры сочетались с умеренным увлажнением, зимы были мягкими, сезонного промерзания почв не происходило. Состав грызунов указывает на развитие массивов широколиственных лесов.

Отложения в основании среднего акчагyla как на Верхнем, так и на Нижнем Дону охарактеризованы пыльцевыми спектрами, свидетельствующими о резком похолодании климата. На Верхнем Дону в пойменной части нижеурывского аллювия, непосредственно выше песков с фауной мелких млекопитающих, охарактеризованных выше, выделен березово-сосновый комплекс, где, согласно данным В.В.Писаревой [Писарева, Красенков], содержание *Betula* sec. *Albae* достигает 60–80% спектра, постоянно присутствует *Betula* aff. *humulis*, почти не встречается пыльца широколиственных пород. Из хвойных в небольшом количестве наблюдается *Pinus* sec. *Eupitys*, *P.* sec. *Cembra*, в единичных зернах *Tsuga*.

Сходные материалы получены также по Нижнему Дону. Здесь из отложений этого интервала получен лесостепной палинокомплекс, где количество пыльцы древесных пород составляет 20–40%. В составе этой группы, по заключению М.Н.Валуевой, преобладает *Betula* (35–60%) в сочетании с *Pinus* (10–30%); в заметных количествах присутст-

вует *Quercus* (5–20%), *Ulmus* (до 5%). Преобладание березы среди древесных указывает на весьма существенное ухудшение климата в центральных районах Русской равнины. Оно может быть сопоставлено с холодным этапом претиглия западноевропейских схем и соответствует климатическому пессимуму плиоцена на данной территории. Ландшафтная ситуация в пределах региона около 2,5 млн лет назад показана на рис. 24.

Совершенно другие условия характерны для второй половины среднего акчагyla (основание белогорского надгоризонта). Именно в это время в центральных районах Русской равнины фиксируется очень значительное увлажнение и развитие лесных ландшафтов. Представлены они были хвойно-широколиственными сообществами с участием экзотов. В целом флора содержала ряд форм, близких к современным китайско-американским. Эти этапы чередовались с этапами ксерофитизации. Во время максимальной акчагылской трансгрессии по долине Волги в бассейне Дона фиксируются три климатических оптимума, разделенных фазами иссушения климата.

В начале позднего акчагyla (аналог крыжановского горизонта) в бассейне Дона в климатический пессимум реконструируются ландшафты лесов таежного типа. Состав их был сходен с современным составом лесов на западном склоне Среднего Урала. Для этого района в настоящее время температура июля составляет около 16°C, температура января не превышает -16°C. Именно к этому времени относятся деформации в грунтах, которые А.И.Москвитин диагностировал как мерзлотные.

В самом конце плиоцена климатические условия вновь улучшились. В районе Воронежа существовали ландшафты хвойно-широколиственных лесов.

Динамика ландшафтно-климатических условий в пределах меридионального сектора Русской равнины в конце кайнозоя показана на рис. 25 (см. вкл).

Юго-восток Русской равнины⁵

Обобщение материалов по геологии и палеогеографии кайнозоя этого региона за последние десятилетия проведено в работах А.В.Вострякова [1967], В.И.Курлаева, Е.Ф.Ахлестиной [1988], Н.Я.Жидовинова, Г.И.Кармишиной, З.Н.Федкович, Н.Д.Коваленко [1982, 1987], Г.И.Кармишиной [1975].

Палеоген

В палеогене на юго-востоке Русской равнины преобладали акватории, поэтому морские отложения палеоцена–эоцена–олигоцена представлены достаточно полно в пределах данного региона. Они

⁵ Раздел написан Е.Ф.Ахлестиной, Н.Я.Жидовиновым.

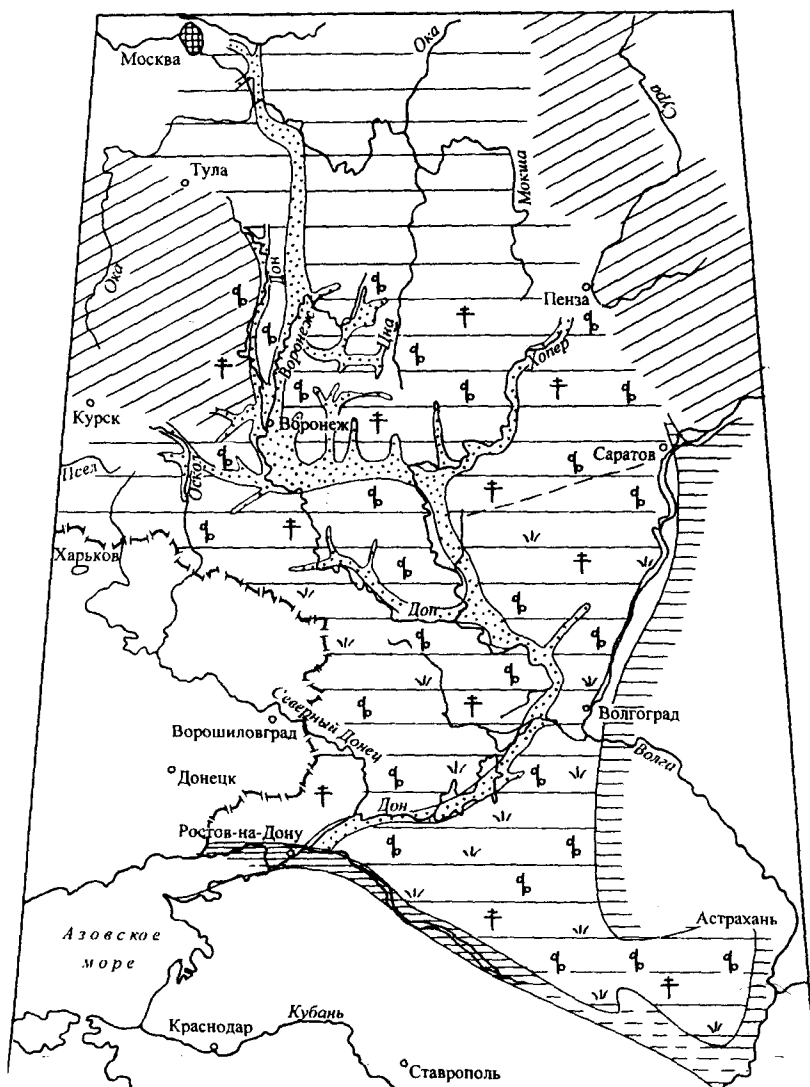


Рис. 24. Палеогеографическая карта-схема климатического минимума плиоцена (около 2,5 млн л.н.) центральных и южных районов Русской платформы (составила Ю.И.Иосифова)
Условные обозначения см. на рис. 22

изучались комплексом методов, что позволило представить условия осадкообразования в пределах древних морей системы Тетиса, охарактеризовать их биоту и некоторые абиотические параметры.

В строении морских отложений принимают участие три литологических комплекса: терригенный (песчано-алевритово-глинистый), отражающий фации прибрежных, прибрежно-мелководных и относительно глубоководных участков бассейнов; кремнистый (глинисто-, алевритово-глинисто- и карбонатно-кремнистый) – фации депрессионных зон моря; карбонатный (глинисто- и глинисто-кремнисто-карбонатный) – фации относительно удаленных от берега глубоководных частей моря.

Эти три литоконкомплекса определяют в пространстве фациальную зональность морского бассейна седиментации, связанную взаимными переходами, а в разрезе палеогена они образуют ритмичное строение, отражающее закономерное последовательное чередование трансгрессивно-регрессивных фаз. Наиболее отчетливо оно проявлено в палеоцене и эоцене. При этом трансгрессивный этап выра-

жен, как правило, полным набором фаций от грубых песчаных отложений прибрежных участков моря до глинистых (глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных) осадков глубоких частей морского бассейна или его депрессионных зон. Регрессивная фаза осадконакопления обычно редуцирована в различной степени, что подчеркивается как наличием перерывов, так и отсутствием отдельных, в основном заключительных, элементов регрессивного этапа осадконакопления.

К глобальным перерывам относятся перерывы на границах позднего мела и палеоцена, позднего палеоцена и раннего эоцена, раннего и среднего эоцена, среднего и позднего эоцена, позднего эоцена и раннего олигоцена, олигоцена и миоцена. Они выражены в виде поверхностей размыва или прослоев галечника и фосфоритов.

Органический мир палеогенового бассейна был богатым и разнообразным. Широкое распространение имели планктонные и бентосные фораминиферы, моллюски, колониальные кораллы, диатомеи, радиолярии, губки и др. Пороодообразующее

значение имели кокколитофориды. Их состав, как и абиотические показатели (насыщенность различных литологических разностей глауконитом, гидрослюдисто-монтморил-лонитовый состав глинистого вещества), свидетельствуют о том, что воды палеогеновых морей юго-востока Русской равнины были теплыми, нормальной солености, богатыми питательными веществами, с хорошей аэрированностью. Однако неравномерность расселения отдельных групп биоты по акватории палеогеновых бассейнов и распределение по стратонам палеогена указывают на то, что благоприятные условия их развития не были постоянными ни во времени, ни в пространстве. Их изменения свидетельствуют о динамике природных условий.

Так, отдельные группы моллюсков, обитавших в бассейнах первой половины палеогена (*Avicula*, *Natica*, *Cardium*, *Corbula*), свидетельствуют об относительно мелководности (50–200 м), теплых водах и нормальной солености.

Выводы о тепловодности, в частности, эоценовых морей, подкрепляются исследованиями изотопного состава раковин нуммулитов и других крупных фораминифер района Южных Ергеней и окрестностей г. Волгограда, согласно которым средние температуры раннеэоценовых морских вод достигали 30,6°C, а среднеэоценовых – 25,7–27,3°C [Подгорецкий, Поповин, 1968]. Согласно Н.А. Ясаманову [1978, 1985], температура вод этих бассейнов юга Русской равнины, определяемая химико-аналитическими методами, колебалась в пределах 26,6–28,2°C. К концу эоценовой эпохи отмечается постепенное понижение температуры вод морских бассейнов на 5–6°C.

Похолодание морских вод продолжилось и в олигоценовых бассейнах, о чем свидетельствует обеднение родового и видового состава фауны, существование, наряду с тропическими формами моллюсков (*Lucina*, *Cardita*, *Pteria* и др.), обитателей умеренных температур (*Solen*, *Macra* и др.) и эвритермных форм (*Anomia*, *Cardium*, *Ostrea* и др.), среди которых резко возрастает роль холодолюбивых организмов (*Nucula*, *Telina*). Абиотическими показателями похолодания климата в олигоценовых бассейнах следует считать практическое отсутствие аутигенного глауконита, увеличение в глинистой составляющей гидрослюды, хлорита, уменьшение количества известкового наннопланктона.

Примыкавшая к палеогеновым морям суша представлена в пределах данного региона относительно небольшими участками низменностей, на которых произрастала тропическая и субтропическая растительность. В палеоцене и эоцене она практически не отличалась от позднемиоценовой и характеризовалась, в основном, вечнозелеными элементами (папоротники, пальмы, лавровые, миртовые, жестколистные дубы). В олигоцене господствующее положение занимали мезофильные виды умеренного климата и влаголюбивые папоротники. Широко были распространены таксодиевые, со-

новые. К концу олигоцена почти повсеместно исчезли теплолюбивые сообщества, и лесные ландшафты состояли из обитателей умеренно теплых условий. Климатограммы из отложений эоцена и олигоцена представлены на рис. 26 и рис. 27 (см. вкл.).

В целом, климат на протяжении палеогена в данном районе характеризовался относительно слабой изменчивостью. Некоторое повышение температур намечается в раннем палеоцене, раннем и позднем эоцене. Из сравнения палеогеновых температур с современными наиболее резкое различие намечается для январских температур. В раннем палеоцене они были на 20°, а в нижнем и позднем эоцене примерно на 16°C теплее современных. Июльские температуры были близки к современным в течение всего палеогена, а среднегодовые были выше современных на 8–10°C.

Эпохи более теплого климата соответствовали трансгрессивным фазам развития палеогеновых бассейнов и времени накопления в них преимущественно биогенных осадков – известковистых (кокколитофоридовых, фораминиферо-кокколитофоридовых) и кремнистых (радиоляриевых, диатомовых) илов. В этих отложениях также присутствуют глауконит, фосфаты, монтмориллонит, опал-кристаллит, цеолиты – комплекс минералов, характерных для тропических и субтропических климатических зон.

Эпохи похолоданий (поздний палеоцен, средний эоцен и олигоцен) соответствовали регрессивным фазам развития бассейнов седиментации и времени усиления терригенного осадконакопления. Определенным образом они сказались на развитии органического мира на суше и в морской среде, особенно четко выраженные в олигоцене – пессимуме палеогена. По сравнению с предыдущими этапами в это время сократилась акватория бассейна, изменились условия осадконакопления, органический мир водоемов. Окружающие участки суши имели большее превышение над уровнем моря по сравнению с эоценом. Климат был более прохладным и засушливым. С переходом от эоцена к олигоцену в данном регионе произошло снижение зимних и среднегодовых температур воздуха не менее чем на 2–4°C.

Неоген

Неоген в пределах Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия широко представлен как морскими, так и континентальными образованиями.

По фауне и флоре, с учетом вещественного состава отложений и палеомагнитных характеристик в нем выделены ранний миоцен (верхи майкопской серии), средний миоцен (чокрак, караган, конка, нижний сармат), поздний миоцен (средний и верхний сармат, меотис), ранний плиоцен (нижний понт, нижнекушумские слои), средний плиоцен

(верхнекушумские слои) и поздний плиоцен в составе нижнего, среднего и верхнего акчагыла.

В строении отложений неогена принимают участие два литологических комплекса: песчано-глинистый и глинисто-карбонатный (органогенные и глинистые известняки и глины). Породы литокомплексов, чередуясь между собой, образуют ритмичное строение разрезов и отражают смену фаций в латеральных рядах трансгрессивных и регрессивных фаз развития бассейнов. Стратиграфические перерывы приходятся на следующие различные временные рубежи: палеоген – ранний миоцен, ранний–средний миоцен, средний–поздний миоцен, поздний миоцен – ранний плиоцен, средний–поздний плиоцен, поздний плиоцен – эоплейстоцен.

Все стратиграфические подразделения охарактеризованы довольно разнообразной по составу фауной преимущественно солоноватоводных и морских эвригалинных, реже пресноводных моллюсков [Невесская, 1971; Ильина и др., 1976], ostracod и фораминифер. Фауна в основном теплолюбивая, но в биоценозах определенных хроностратиграфических уровней (меотис, ранний и поздний акчагыл) широко представлены умеренно холодолюбивые и холодолюбивые формы (*Nucula*, *Paracyprideis*, *Caspiocypris*, *Candona*, *Cyprina*, *Elphidium* и др.).

Литолого-минералогический и химический составы, фаунистические и спорово-пыльцевые комплексы, климатограммы флористического состава отражают основные тенденции эволюции климата и ландшафтов Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия в неогене. Они связаны с прогрессирующим похолоданием климата от теплого и умеренно теплого в миоцене до умеренно холодного и холодного в конце плиоцена. При этом происходило возрастание контрастности зимних и летних температур, сопровождавшееся периодичностью эпох более теплого и более холодного климата.

На суше в составе лесов постепенно исчезали вечнозеленые теплолюбивые хвойные и широколиственные породы. В условиях теплого переменновлажного климата раннего и среднего миоцена существовала мезофильная теплолюбивая растительность, представленная хвойно-широколиственными лесами, в которых доминировали сосны, дуб, бук, ореховые, липы, клен с участием субтропических вечнозеленых растений (*Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Ilex*). Состав спорово-пыльцевых комплексов, выделенных Н.Д.Коваленко, и построенные по ним климатограммы (рис. 28, см. вкл.) свидетельствуют о теплом субтропическом переменновлажном климате в конце раннего и в конце среднего (конкское время) миоцена с температурами июля от 18 до 26°C, января от 2 до 8,5°C. Среднегодовые температуры воздуха достигали почти 14°C. Это были интервалы наиболее теплых эпох миоцена. Палеотермические определения Н.А.Ясманова [1982, 1985] магнетиальным методом по ос-

таткам моллюсков с кальцитовой раковиной показали, что температуры моря в раннем и среднем миоцене на юге Европейской части России составляли 17–19°C, а в позднем миоцене не превышали 12–14°C.

Эти данные хорошо подтверждаются и палеогеографическими материалами по наземным ландшафтам. С похолоданием и аридизацией климата в позднем миоцене на исследуемой территории основным типом ландшафта стали маревые степи. Смешанные хвойно-широколиственные леса сохранялись лишь на локальных участках, существенно обедняясь по составу за счет исчезновения теплолюбивых миртовых, ликвидамбаров, таксодиевых, буковых и др. Леса состояли в основном из сосен, елей, березы. Анализ климатограмм свидетельствует о прохладном и засушливом климате, которым характеризовался меотический век позднего миоцена, отвечающий эпохе наибольшего похолодания миоцена. Температуры июля не превышали 14°C, температуры января снижались до отрицательных значений, достигнув -5°C. Среднегодовые температуры воздуха понизились почти в два раза по сравнению с ранним и средним миоценом и не превышали 7°C.

Коренные изменения ландшафтно-климатической обстановки в рассматриваемом регионе произошли на рубеже позднего миоцена и раннего плиоцена. Они связаны с активизацией тектонических движений и общим воздыманием Кавказа, что привело к расширению площади суши в Северном Прикаспии и оживлению денудационных процессов. В плиоцене продолжается и дальнейшее похолодание климата, особенно усилившееся со второй половины позднего плиоцена (раннеузенское время среднего акчагыла).

Для плиоцена выделяются три эпохи потепления: первая (наиболее теплая) проявилась в начале раннего плиоцена (ранний понт), вторая – в среднем плиоцене (позднекушумское время) и третья – в начале позднего плиоцена (позднеурдинское время среднего акчагыла). В эпохи потепления основным типом ландшафта на исследуемой территории были смешанные хвойно-широколиственные леса, в составе которых доминировали сосны, ели с участием представителей североамерикано-евразийской, американо-средиземноморской и американо-восточноазиатской флоры: пихты, лиственницы, вяза, клена, орешника, карины, птерокарии, тсуги и др. Степные участки имели локальное развитие и были представлены в основном луговым разнотравьем и маревыми. Температуры воздуха в эпохи потеплений плиоцена на данной территории, согласно климатограммам, составляли для июля 19–25°C, января от -5° до +5°C. Среднегодовые температуры достигали 10–11°C.

Эпохи потепления чередовались с эпохами похолодания, которых для данного региона в плиоцене установлено три. Они отличались более низкими температурами и большей продолжительностью

по сравнению с теплыми эпохами. В интервалы похолоданий климата и его аридизации господствовала травянистая маревая и полынная растительность, свойственная степям и полупустыням. Также широко были представлены травянисто-кустарниковые и сфагновые ассоциации, характерные, по данным В.П.Гричука и Е.Д.Заклинской [1948], для тундр и лесотундр. Леса имели локальное распространение и состояли из представителей панголарктической флоры: сосны, ели, березы, ольхи (сосново-еловые, березово-сосново-еловые, березово-ольховые леса).

Существенное похолодание отмечалось в конце раннего плиоцена (раннекушумское время), когда январские температуры понижались до $-3\div-8^{\circ}\text{C}$, июльские не превышали 20°C , среднегодовые до 7°C . Второе более длительное похолодание наступило в начале позднего плиоцена и продолжалось в течение всего раннего и в начале среднего акчагыла. Июльские температуры изменялись от 14 до 21°C , январские – от 1 до 2°C , среднегодовые – от 4 до 8°C . Третье похолодание проявилось в узенское (средний акчагыл) и аралсорское (поздний акчагыл) время, когда среднегодовые температуры воздуха достигали максимальных значений всего около 2°C . Динамика ландшафтов и климата на юго-востоке Русской равнины в кайнозое представлены на рис. 29 и 30 (см. вкл.).

Эоплейстоцен и плейстоцен⁶

Эоплейстоцен

Как известно, эоплейстоцен охватывает интервал времени около 1 млн лет – от 1,6 млн лет назад до примерно 0,7 млн лет назад, и в его пределах выделяются на Русской равнине снизу вверх пять климатостратиграфических горизонтов: домашкинский, бошерницкий, жеваховский, ногайский и морозовский [Стратиграфия СССР: Четвертичная система, 1982]⁷. Изучение динамики ландшафтов и климата в этот период времени еще далеко не завершено, но установлено, что бошерницкий и ногайский горизонты соответствуют более теплым климатическим условиям, остальные – относительно более холодным [Васильев, 1984; Величко, 1987; и др.].

Общий размах колебаний климата в эоплейстоцене можно представить, в частности, на основе

анализа фауны пресноводных моллюсков. Для холодных интервалов эоплейстоцена на Русской равнине были характерны криокомплексы фауны пресноводных моллюсков, которые близки современной зоогеографической группировке, обитающей в настоящее время в полосе $45\text{--}50^{\circ}$ с.ш. (суббореальная), для теплых – термокомплексы, сопоставимые с современными субтропическими ассоциациями [Чепалыга, 1985]. Таким образом, по крайней мере для территории южной половины Русской равнины можно предполагать, что термические условия холодных эпох эоплейстоцена были весьма сходными с теми, которые существуют сейчас в этом регионе (среднегодовые температуры воздуха от $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$ до 10°C). Однако для теплых эпох термические условия должны были быть заметно выше современных. Комплекс приведенных палеоботанических, палеопедологических и литологических данных частично подтверждает, частично корректирует эти представления.

На юго-западе Русской равнины в пределах Нижнего Приднестровья из отложений бошерницкого горизонта были получены палиноспектры, которые свидетельствуют о существовании в то время широколиственно-хвойной лесной растительности (состав пыльцы древесных в среднем составляет около 60%) с участием реликтовых неогеновых экзотов. Лугово-степные ценозы имели ограниченное распространение. Для борисовского горизонта (местный аналог ногайского) характерны палиноспектры, свидетельствующие о лесостепной растительности, – среднее количество пыльцы древесных около 40%. В группе древесных преобладает пыльца сосны, постоянно присутствует пыльца березы, ольхи, лещины, граба, вяза, липы, дуба. Реже встречается пыльца умеренно теплолюбивых и субтропических растений: *Juglans*, *Zelkova*, *Castanea*, *Pterocarya*.

Климат в эти интервалы был теплый, достаточно влажный, в бошерницкое время, возможно, близкий к субтропическому. Для относительно холодных интервалов выделены палиноспектры, свидетельствующие о заметном сокращении лесных участков в этом регионе и возрастании степных пространств (среднее количество травянистых возрастает до 60–70%). Палиноспектры отражают некоторое похолодание и увеличение сухости климата по сравнению с теплыми интервалами [Медяник, 1989].

Сходные данные получены и при изучении сводного разреза лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины. В самой нижней его части можно выделить два горизонта красноцветных почв и три горизонта лёссовидных суглинков, которые можно сопоставить с пятью эоплейстоценовыми горизонтами местной стратиграфической схемы бассейна Днестра [Величко и др., 1992а]. Нижний и верхний горизонты лёссов (сопоставляемые с домашкинским и морозовским горизонтами) обычно маломощны (до 1,0–1,5 м), хотя вполне

⁶ Раздел написан А.А.Величко, Е.Ф.Ахлестиной, О.К.Борисовой, Ю.Н.Грибченко, Н.Я.Жидовиновым, Э.М.Зеликсоном, Ю.И.Иосифовой, Т.Д.Морозовой, В.П.Нечаевым, В.В.Писаревой, И.И.Спасской, В.П.Ударцевым, М.А.Фаустовой, С.М.Шиком.

⁷ По новым данным домашкинский горизонт относится к плиоцену; возраст эоплейстоцена теперь принимается 1,8–0,8 млн лет (Примеч. ред.)

отчетливо выделяются в разрезах своим светлым фоном и относительно высоким содержанием "лессовой" фракции. Средний горизонт лёссов (сопоставляемый с жеваховским горизонтом), залегающий между более древней почвой – хаджимусской (бошерницкий горизонт) и более молодой – кичканской (ногайский горизонт) в разрезе Талмаз достигает мощности 3–4 м. Однако ни в одном из эоплейстоценовых горизонтов лёссовых отложений не фиксируется никаких следов полигонально-трещинных либо аструктурных деформаций, которые можно было бы связать с проявлением криогенеза. Сами почвы отличаются ярко-красной окраской профиля, ореховатой структурой, насыщены железом и марганцем и формировались в условиях, резко отличных от современных. Так, например, основная фаза почвообразования для кичканской почвы может быть охарактеризована как субтропическая гумидная с максимальным проявлением иллювиальных процессов. Непосредственно ниже этой почвы в разрезе Хаджимус в аллювиальных отложениях, подстилающих ее, получена фауна мелких млекопитающих, включающих: *Mimomys intermedius*, *Mimomys pitomyoides*, *Lagurodon arankaе*, *Allophaiomys pliocaenicus*. Эта фауна хорошо соответствует положению кичканской почвы в верхней части эоплейстоценовых отложений региона.

Недостаточно детализированы материалы по динамике ландшафтно-климатических условий плейстоцена и для более восточных районов Русской равнины. Из отложений, по геологическому положению относящихся к низам эоплейстоцена, на междуречье Савалы и Елани (бассейн Дона) получена пыльца, свидетельствующая о лесной растительности; содержание древесной пыльцы достигает 80–90%, причем преобладают сосны. Семенные флоры относятся к "дворецкому" типу (нижний апшерон). Среди трав еще сохраняется некоторая доля архаичных форм, однако появляется и группа эволюционно продвинутых видов, переходящих в нижний–средний плейстоцен: *Potamogeton praemaackianus*, *Sparganium crassum*, а также значительное количество современных видов. Фиксируется появление такой холодолюбивой формы как *Selaginella pliocaenica*, а также *Selaginella selaginoides*, *Azolla interglacialica*. По мнению Ф.Ю.Величkevича [1990], флоры такого типа сформировались в условиях, еще не затронутых ледниковой эпохой. Однако состав флор фиксирует глубокую перестройку плиоценовой флоры, свидетельствующую о существенном похолодании климата. По Ф.Ю.Величkevичу [1990], климатические условия времени существования флор "дворецкого" типа сходны с наблюдаемыми ныне на Среднедунайской низменности, где средняя температура июля составляет 20–22°, января – –3°C, среднегодовое количество осадков 600–800 мм.

Уникальная раннеэоплейстоценовая фауна млекопитающих и моллюсков на Русской равнине была обнаружена Р.В.Красненковым в карьере у

пос.Стрелица Воронежской области. Она содержит наряду с обычными для одесского фаунистического комплекса *Prolagurus praepannoniaes*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Clethrionomys sokolovi* такие холодолюбивые элементы как *Lemmus sp.*, *Succinea oblonga*, *Pupilla cf. triplicata*, *P. cf. muscorum*, что указывает на значительное похолодание климата в начале четвертичного периода.

Об этом свидетельствуют и палеогеографические данные о ландшафтно-климатической ситуации в Нижнем Поволжье для новоказанковского времени раннего эоплейстоцена. В этот интервал времени сосново-елово-березовое редколесье продвигалось вплоть до широты Саратова, а южнее существовали маревые степи с участием тундровых элементов. Средние температуры января составляли –10°, года около 4°C. Эти величины существенно отличаются от тех, которые имели место в наиболее теплый интервал эоплейстоцена в этом регионе (цубукские слои) – когда вновь вплоть до Северного Прикаспия доминировали ландшафты хвойно-широколиственных лесов [Гричук, 1989; Филиппова, 1997], а степные участки имели локальное распространение и были представлены в основном луговым разнотравьем. Средние температуры января повышались до –7°, среднегодовые до 8°C. В целом, в восточной части Русской равнины (Предуралье, Поволжье, Прикамье) в эоплейстоцене в теплые интервалы преобладали лесные и лесостепные ландшафты с участием широколиственных пород; в холодные – березовые, березово-сосновые редколесья и обширные участки открытых пространств – холодных перигляциальных степей [Яхимович и др., 1989].

Характерной чертой эоплейстоцена является развитие обширной апшеронской трансгрессии, захватившей большую часть Прикаспийской низменности (до абс. высоты 60–80 м).

Для самого конца эоплейстоцена (морозовский горизонт) реконструируются весьма суровые ландшафтно-климатические условия. По имеющимся палинологическим данным для этого времени в бассейне Верхнего Дона существовали в основном таежные ландшафты. Согласно Р.В.Красненкову [Холмовой, Красненков, Иосифова и др., 1985], температуры июля не превышали 15°, температуры января опускались до –20°, среднегодовые до –2÷–3°C, годовое количество осадков составляло около 370 мм. Южнее и восточнее, на Нижнем Дону и в Нижнем Поволжье, были развиты ксерофильные степи; при этом типчаково-ковыльные ассоциации продвигались севернее Саратова.

Таким образом, можно наметить основные черты динамики ландшафтов и климата Русской равнины в эоплейстоцене. В теплые этапы на обширных пространствах были развиты ландшафты хвойно-широколиственных лесов (во многих районах с заметным участием субтропических элементов), на юге относительно небольшие территории занимали лугово-степные ассоциации.

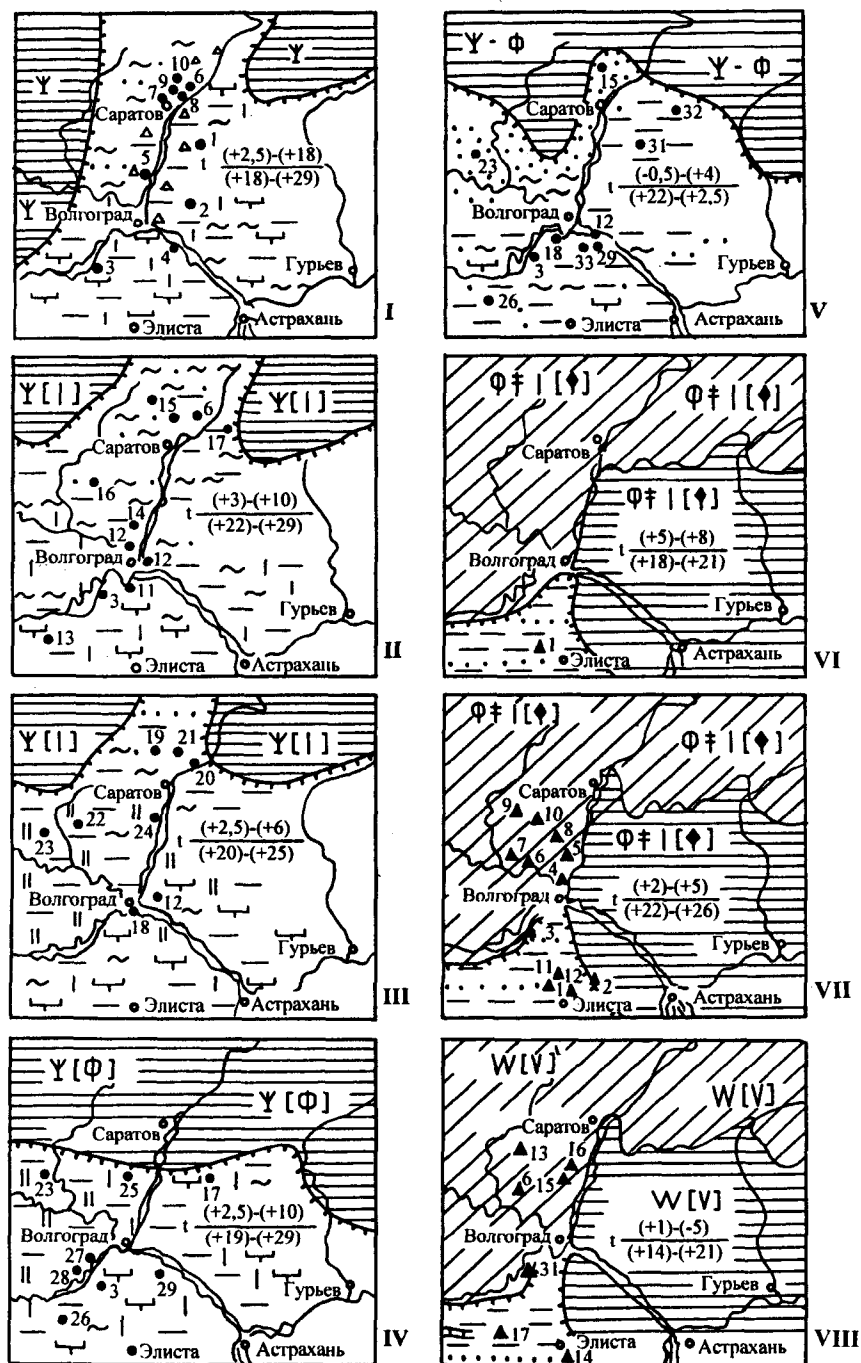


Рис. 29. Палеогеографические карто-схемы палеогена, неогена и эоплейстоцена юго-востока Русской равнины (составили Н.Я.Жидовинов, Е.Ф.Ахлестина).

I – ранний палеоцен, II – ранний эоцен, III – средний эоцен, IV – поздний эоцен, V – ранний-средний олигоцен, VI – ранний миоцен, VII – средний миоцен, VIII – поздний миоцен, IX – ранний плиоцен, X – средний плиоцен, XI – ранний акчагыл (палласовское время), XII – ранний акчагыл (ерусланское время), XIII – средний акчагыл (урдинское время), XIV – ранний апшерон (новоказанковское время).

Условные обозначения (к матрице и картам; в скобках римскими цифрами показаны номера карт): 1 – береговая линия, 2 – равнина возвышенная; 3 – равнина низменная; 4 – лесная растительность влажных субтропиков (I); 5 – лесная растительность субтропиков: хвойно-лиственные леса с большим участием жестколистных видов дуба и вечнозеленых кустарников (II-III); 6 – лесная растительность субтропиков: хвойно-широколиственные леса с единичными представителями умеренной флоры (IV); 7 – лесная растительность, переходная от субтропической теплоумеренной (V); 8 – лесная мезофильная теплоумеренная растительность: хвойные леса с преобладанием сосен, ореховых, дубов, с участием вечнозеленых элементов (VI, VII);

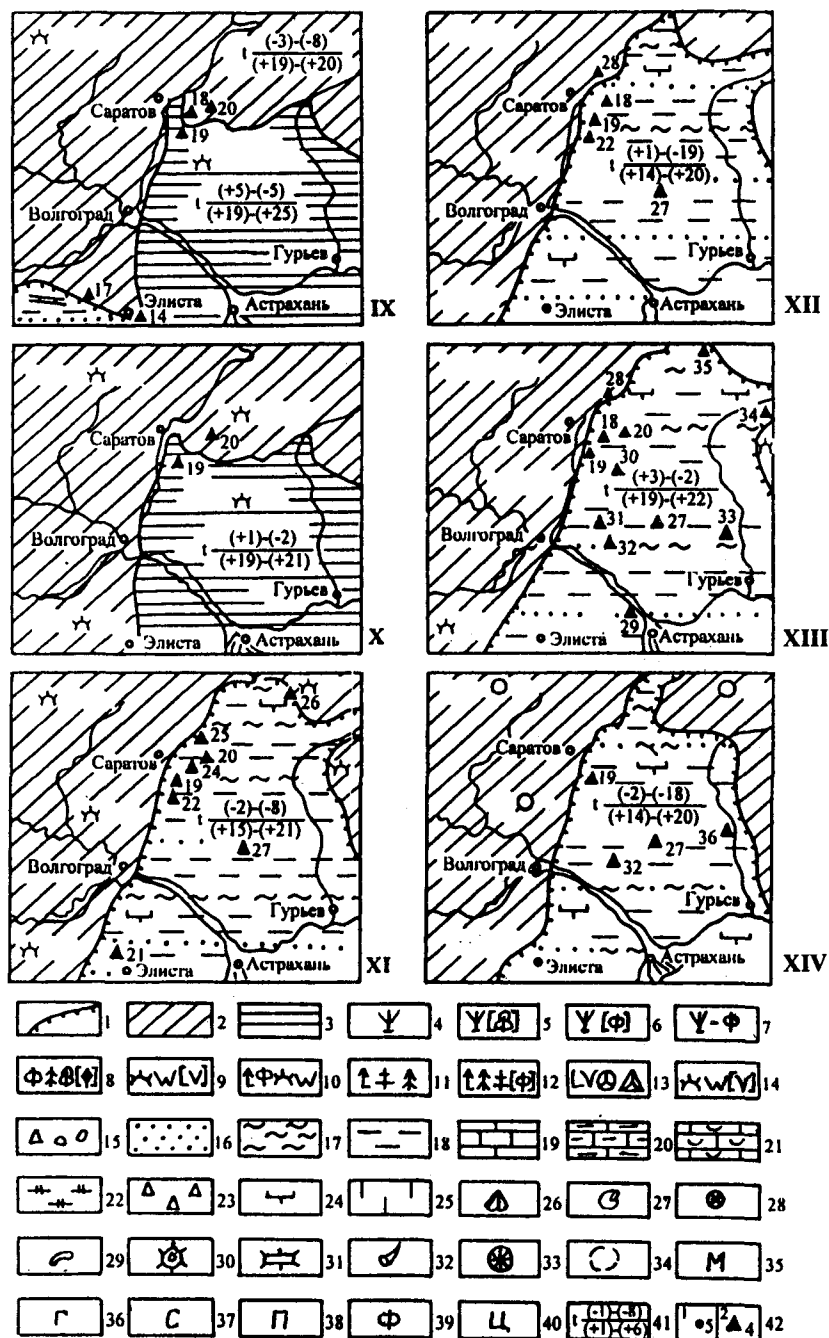


Рис. 29 (продолжение)

9 – степная мезофитная растительность: маревые степи с участием полыни, злаковых и разнотравья (VIII, IX, XI, XIII); 10 – лесостепная растительность: хвойно-широколиственные леса и маревые степи (X); 11 – лесная растительность: сосново-еловые леса (XII); 12 – лесная растительность: елово-сосновые леса с участием тсуги и термофильных лиственных пород (XIII); 13 – лесотундровая растительность: сосново-елово-березовое редколесье со значительным участием вересковых и сфагнумов (XIV); 14 – степная растительность: маревые степи с участием тундровых элементов (XIV); 15 – галечники; 16 – пески, песчаники; 17 – алевроиты, алевролиты; 18 – глины; 19 – известняки; 20 – известняки глинистые; 21 – биомикриты известковые; 22 – диатомиты; 23 – сицилиты опоквидные; 24 – знак известковистости в породах смешанного состава; 25 – знак кремнистости; 26 – моллюски двустворчатые; 27 – брахиоподы; 28 – фораминиферы; 29 – остракоды; 30 – радиолярии; 31 – кокколитофориды; 32 – губки; 33 – диатомеи; 34 – спорово-пыльцевые комплексы; 35 – монтмориллонит; 36 – глауконит; 37 – сидерит; 38 – пирит; 39 – фосфаты; 40 – цеолиты; 41 – температуры: в числителе – января месяца, в знаменателе – июля; 42 – точки разрезов: 1 – палеогена, 2 – неогена и эоплейстоцена

Палеопедологические данные свидетельствуют о существовании почв с активными процессами иллювиирования и мощными красноцветными горизонтами (такие почвы прослежены к северу вплоть до 48–49° с.ш.). Весь спектр термических показателей (температуры воздуха для июля, января, года), а также годовое количество осадков существенно превышали современные значения.

В максимум похолоданий происходила редукция лесной зоны – она была представлена хвойно-мелколиственными (таежными, подтаежными) ассоциациями, резко возрастали площади сухих степей, термические показатели и годовое количество осадков существенно понижались по сравнению с теплыми интервалами, а также были ниже и современных значений для соответствующих территорий. Прогрессирующее похолодание проявилось в формировании лёссов и понижении среднегодовых температур воздуха в некоторых районах Русской равнины ниже нулевых значений. Характерной чертой природного процесса в эоплейстоцене в пределах исследуемого региона является возникновение признаков перигляциальных условий. В Скандинавии для этого времени реконструируются ледниковые покровы (см. главу 2), хотя признаков распространения их на Восточно-Европейскую равнину пока не обнаружено.

Плейстоцен

Последние 0,8–0,7 млн лет отличаются особо резкими изменениями гидротермического режима и ландшафтов на Восточно-Европейской равнине. Это обусловлено отчетливым чередованием во времени холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) интервалов – главной закономерностью природного процесса в плейстоцене, четко отразившейся и в пределах рассматриваемой территории. Особо важной задачей при изучении этих изменений является синхронизация событий плейстоцена в ее северных (ледниковых) и южных (перигляциальных) областях. Имеющиеся на настоящий момент данные свидетельствуют о том, что в пределах равнины в раннем плейстоцене фиксируется не менее трех теплых и трех холодных эпох; в среднем вероятно также наличие трех теплых и трех холодных эпох; в позднем – одной теплой и одной холодной [Величко, Фаустова, 1989; Величко и др., 1992; Шик, 1993; и др.] (рис. 31).

Ранний плейстоцен. Этот интервал охватывает время от 0,8–0,7 до 0,4 млн лет назад и характеризуется уже очень резкими ландшафтно-климатическими изменениями при смене теплых эпох холодными (ледниковыми) эпохами.

Михайловское (петропавловское) время. С началом плейстоцена сопоставляется михайловское (петропавловское) время относящееся еще к палеомагнитной эпохе Матуяма, что позволяет неко-

торым исследователям считать его эоплейстоценовым. Соответствующие ему отложения содержат своеобразный комплекс мелких млекопитающих, переходный от таманского к тираспольскому; малакофауна и другие индикаторы свидетельствуют о климате, значительно более теплом, чем современный. В составе лёссово-почвенной формации этому времени соответствует балашовская ископаемая почва. Ее палеопедологическое изучение в бассейнах Днестра, Днепра и Дона показало, что здесь развиты полигенетические красноцветные почвы, формировавшиеся в условиях субтропической прерии. По данным спорово-пыльцевого анализа, климат также был близок к субтропическому. Так, в бассейне Днестра в это время была распространена лесостепная растительность. Пониженные участки рельефа были заняты лесами, в которых постоянными компонентами, наряду с липой, орехом, бук, дубом, кленом и др., были кипарис, лох, сушар, виноград, маслиновые. Открытые пространства были заняты ксерофильной растительностью с преобладанием маревых и полыни и значительной примесью злаков и мезофильного разнотравья [Медяник, Михайлеску, 1992]. По комплексу данных можно предполагать, что в михайловское время в южной части Русской равнины (южнее 50° с.ш.) господствовал свойственный теплоумеренным условиям климат, близкий к субтропическому. Температуры января были несколько выше или близки к 0°, температуры июля могли достигать 25°, температуры года – +12–15°C, а годовое количество осадков составляло 600–800 мм.

Первое плейстоценовое похолодание (покровское). Последовавшее за михайловским потеплением похолодание, весьма вероятно, связано с развитием покровного оледенения, возможно, достигавшего широты Москвы, хотя не все исследователи согласны с ледниковым происхождением суглинков ликовской толщи, содержащей гальку и щебень только осадочных пород. По данным спорово-пыльцевого анализа, в бассейне Верхнего Дона были развиты сухие холодные степи; преобладали полынно-маревые ассоциации с эфедрой, а древесная пыльца (до 13%) представлена сосной и березой, в том числе карликовой [Опорные разрезы ..., 1984]. В Подмоскowie было развито березовое редколесье [Маудина и др., 1985].

В целом климат в центре Русской равнины в это время оценивается как континентальный с температурными показателями ниже современных: июля – на 2–3°, января как минимум на 4–5°C. В перигляциальных районах этому времени соответствует горизонт бобровского лёсса, в котором фиксируется переход от палеомагнитной эпохи Матуяма к палеомагнитной эпохе Брюнес. Примерно с этим рубежом связано развитие пионерных для этого времени перигляциальных ландшафтов на юге Русской равнины, где наряду со степными и лесными представителями малакофауны существовали и криофильные аркто-бореальные элементы с участии-

Более детально изучены ископаемые флоры, соответствующие теплым интервалам ильинского времени. Так, хорошо известны раннеильинские – акулловские – отложения в опорных разрезах у ст.Одинцово Московской области и д.Красиково близ г. Каширы. В акулловской флоре свыше 30% составляют экзоты и более 11% – вымершие виды [Маудина и др., 1985]. В фазу климатического оптимума на территории Подмоскovie произрастали хвойно-широколиственные леса сложного состава с елью двух секций, сосной четырех секций, пихтой, лиственницей, тсугой, тиссом, разнообразными широколиственными породами. Среди последних, наряду с дубом, вязом, липой, грабом, встречались ореховые, эвкоммия, каштан, бук, падуб, хмелеграб, шелковица, виноград, восковниковые. В наземном покрове были представлены папоротники. Состав ископаемой флоры свидетельствует об умеренно теплом климате с температурами июля 22° и января около 0°C. По некоторым данным, в Подмоскovie в первой половине ильинского времени выделяется еще одна теплая эпоха – окатовская [Фурсикова и др., 1992], во время климатического оптимума которой произрастали полидоминантные широколиственные леса из дуба, вяза, липы и граба с примесью лапины, каштана, эвкоммии, кизила и др.; по сравнению с акулловским межледниковьем можно констатировать снижение как зимних, так и летних температур на 1–2°. Однако акулловские и окатовские отложения нигде не встречены в одной толще, и предположение об их разновозрастности основывается только на палеоботанических данных.

Отложения позднеильинского теплого интервала, возможно, присутствуют в бассейне р.Теша в Нижегородской области; из них получены палинологические данные, свидетельствующие о развитии в климатическом оптимуме олигодоминантных широколиственных лесов с богатой ископаемой флорой [Писарева, 1993].

В бассейне Дона ильинскому горизонту отвечают три аллювиальные свиты; встреченная в их базальных горизонтах микротериофауна свидетельствует о ландшафтах степного типа с климатом теплее современного; характерно присутствие теплолюбивых уний и многочисленных щитков черепах [Красненков и др., 1992].

В разрезах лёссово-почвенной формации ильинскому времени соответствует сложная ископаемая ржаксинская почва, в профиле которой, возможно, отражено несколько фаз почвообразования. В целом, условия ее формирования были сходны с условиями формирования ископаемой почвы михайловского горизонта. Некоторые исследователи выделяют в этом интервале две [Болиховская, 1995] или три [Красненков и др., 1997; Поспелова и др., 1997] самостоятельные почвы, разделенные горизонтами лёсса; возможно, что ильинскому горизонту соответствуют три теплые и две холодные эпохи, одной из которых соответствует селунское оледенение.

Донское оледенение. По современным данным это оледенение было максимальным в плейстоцене на Русской равнине. В период его наибольшего продвижения практически вся северная половина равнины представляла собой ледяную пустыню, а в пределах Окско-Донской равнины покровный ледник огромным языком шириной более 400 км продвигался южнее 50° с.ш. Район донского ледникового языка предоставляет хорошую возможность проследить эволюцию ландшафтно-климатических условий вблизи южной границы покровного оледенения. В результате изучения подморенных флювиогляциальных песков разреза у г.Новохоперск установлено, что в фазу, предшествующую наступлению ледникового покрова, в бассейне Среднего Дона доминировали перигляциальные степи, а в отступивших по долинам редколесьях эдификатором была сосна обыкновенная. Кустарниковый ярус в них составляли *Betula fruticosa* и *B.nana*. Затем древесная растительность полностью исчезла и повсеместное развитие получили осоково-злаковые и полынно-маревые сообщества, соседствовавшие с ольховнико-ерниковыми зарослями (*Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*).

Палиноспектры внутриморенных песков из разреза Стрелица под Воронежем свидетельствуют о том, что приледниковую растительность при колебаниях южной границы покрова характеризовала перигляциальная тундра с господством кустарниковых формаций из *Juniperus* sp., *Betula fruticosa*, *B. nana*, а также разнотравно-злаковых и полынно-маревых ассоциаций [Болиховская, 1975, 1995]. По данным изучения разреза Польное Лапино можно выделить две фазы растительности, которая, вероятно, соответствует заключительным этапам оледенения, когда ледниковый покров уже отступил с этой территории. Тогда здесь существовали сухие степи с карликовой березой. В спектрах преобладают травы (до 80%), из них полынь – до 40%. Древесные (их до 13%) представлены преимущественно мелколистными – березой, в том числе карликовой, а также сосной, елью и лиственницей [Холмовой и др., 1984].

В Подмоскovie и севернее в позднедонское время, судя по палинологическим данным, было развито березовое редколесье (содержание пыльцы березы – более 90%) со значительным участием представителей секций *Nanae* и *Fruticosa*; в некоторых разрезах хорошо выделяется позднедонецкий (деснинский) межстадиал с преобладанием пыльцы ели (до 60%) [Московский ледниковый покров ..., 1982, и др.].

Микротериологические данные свидетельствуют, что в донское время на Восточно-Европейской равнине значительно (до 50° с.ш.) смещались на юг ареалы распространения копытного и обыкновенного лемминга, что подтверждает развитие здесь перигляциальной обстановки [Маркова, 1985, и др.]. О том же свидетельствует и комплекс малакофауны [Опорные разрезы ..., 1984].

Несмотря на такую специфику ландшафтов, следов криогенных деформаций в отложениях донского времени известно пока немного и относятся они в основном к пластическим и мелкополигональному типам, что позволяет предполагать еще не очень суровые условия зимнего периода. В экстрагляциальной зоне этому времени соответствует горизонт лёсса с прослоями двух эмбриональных почв. Максимальная мощность горизонта донского лёсса приурочена к разрезам Приазовья.

Мучкапское (беловежское, рославльское) межледниковье. Этот период явился важным этапом развития природы. По данным палинологического изучения скважины около г.Грязовец (современная подзона южной тайги), климатический оптимум этого межледниковья в данном районе характеризовался развитием елово-сосновых и березовых лесов с небольшим участием широколиственных пород – дуба, вяза, липы [Гей, Гейгерова, 1975]. В лесных формациях присутствовали экзотические породы – *Picea sec. Omorica*, *Pinus sec. Strobus*, *Juglans*, *Tsuga*, *Fagus*, *Ilex*. Средние температурные показатели для оптимума межледниковья по данным изучения этого разреза для июля составили 18°, для января – 3–4°C.

Более детально изучены отложения этого межледниковья в центральных районах Русской равнины. Здесь выделяется два, а, возможно, и три климатических оптимума, разделенных похолоданиями. Во время первого (глазовского) оптимума господствовали полидоминантные широколиственные леса, простиравшиеся к северу примерно до 59° с.ш., к югу до 51° с.ш. В бассейне Верхнего Днепра произрастали такие теплолюбивые породы как орех, лапина, гикори. Некоторые из них встречались на широте Москвы. Во втором – конаховском – оптимуме в Верхнем Приднепровье распространялись дубово-грабовые, а в Подмоскovie – широколиственно-хвойные леса с участием граба. В проблематичном третьем – галичском – оптимуме они сменялись хвойно-широколиственными лесами с пихтой и грабом. В интервалах между оптимумами распространялись бореальные ландшафты с еловыми и елово-сосновыми лесами, местами заболоченными. Однако палеоботанические данные не позволяют относить эти интервалы похолоданий к ледниковым эпохам, хотя некоторые исследователи (Л.Н.Вознячук, И.Н.Салов и др.) и предполагали возможность существования в это время "малого оледенения".

В целом, климат мучкапского времени был достаточно теплый. По данным изучения опорных разрезов у дер.Конаховка Смоленской области и у дер.Сергеевка Брянской области, в период глазовского оптимума средняя температура июля была 20°, января – около -3°C. На теплые и влажные условия этого времени указывает и фауна, в составе которой даже на широте Воронежа преобладают лесные формы, наряду с ними встречаются и остатки черепаш [Агаджанян, 1992]. Южнее климат

был суше; палинологические данные по разрезу у хут.Нижедолговский на границе Воронежской и Волгоградской областей [Красненков и др., 1977] показывают, что здесь лесная зона сменялась лесостепью. Очевидно, лесостепные ландшафты в это время были широко представлены в южной половине Русской равнины. Так, например, в бассейне Днестра в интервал времени, сопоставляемый с беловежским, вплоть до его низовьев были развиты лесостепи с хвойно-широколиственными лесными массивами [Четвертичная палеогеография ..., 1996].

В лёссово-почвенной формации мучкапскому межледниковью соответствует *воронский* почвенный комплекс, из кротовинного горизонта которого получены остатки позднеэоценовых мелких млекопитающих [Величко и др., 1984, 1992]. Этот комплекс детально изучался палеопедологически в бассейнах Днестра, Днепра, Дона. Так, в бассейне Днепра в разрезе Запорожье он отличается красновато-бурой окраской гумусово-метаморфизованного горизонта Ап оскольчатой структуры с зеркалами скольжения и марганцевым дендритом. В нижней части профиля обильны карбонатные новообразования в виде камневидных конкреций или мергелистых линз. Древняя почва отчетливо полигенетична. В более раннюю фазу преобладали олуговелые и слитные почвы коричневоземной общности современных субтропиков. В более позднюю фазу развития на фоне рубефикации (ожелезнения) шли процессы незначительного перемещения тонкодисперсного материала, что указывает на условия большего увлажнения по сравнению с предшествующей фазой. Вероятно, почвообразование в это время протекало в условиях сухого субтропического климата, который становился более влажным во вторую фазу формирования почв (средняя температура июля около 25°, января около 5°C, среднегодовое количество осадков от 600 до 1000 мм).

Окское оледенение. По последним данным окское оледенение было значительно меньше предшествующего донского [Шик, 1993]. Тем не менее, несмотря на ограниченные размеры оледенения, в перигляциальных районах реконструируются весьма суровые ландшафтно-климатические условия. Оледенению соответствует горизонт коростылевского лёсса мощностью, как правило, не более 1,0–1,5 м, в основании которого часто фиксируются грунтовые жилы, эпигенетически рассекающие кровлю залегающей ниже воронской почвы. Из горизонта коростылевского лёсса в разрезе Стрелица (бассейн Дона) получена пыльца растений перигляциальных сообществ, выраженных двумя фазами развития – перигляциальной тундрой с березовыми редколесьями и перигляциальной лесотундрой с господством сосново-березовых редколесий [Болиховская, 1995]. В расположенном гораздо южнее разрезе Колкотова Балка (бассейн Нижнего Днестра) в горизонте лёс-

са, залегающего непосредственно выше воронского почвенного комплекса, Э.М.Зеликсон также отмечено присутствие криофилов – кустарников: *Betula humilis* и *Hippophaë rhamnoides*, пыльца термофильных пород не обнаружена. В целом, состав спектров свидетельствует об аридном, достаточно суровом климате на юго-западе Русской равнины в окское время. На прилегающей к разрезу территории были распространены разреженные сообщества травянистых холодных степей, лесная растительность практически отсутствовала.

О перигляциальных условиях окского времени свидетельствует и широкое распространение на Восточно-Европейской равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50–55° с.ш. В то же время, значительно смещался на север ареал распространения степной и желтой пеструшки; в результате возникла область совместного обитания этих субарктических и степных форм, характеризующая не существующие в настоящее время условия перигляциальных степей [Агаджанян, 1992; Маркова, 1998].

Для юго-востока Русской равнины изменение палеогеографических условий в раннем плейстоцене не могут быть прослежены с такой детальностью. Отмечается по крайней мере трехкратные трансгрессии Каспия (ранне- и позднебакинские и урунджикская), не распространявшиеся, однако, выше абс. высоты около 0 м. В теплые этапы елово-сосновые леса распространялись вплоть до побережья Каспия, в холодные – господствовала степная растительность, иногда с отчетливо выраженным перигляциальным обликом [Абрамова, 1974].

Средний плейстоцен. Этот интервал времени (0,4–0,13 млн лет назад) характеризуется весьма контрастными сменами холодных и теплых эпох. Достаточно детально они зафиксированы в лёссово-почвенно-криогенной серии перигляциальной зоны. В то же время еще достаточно сложен вопрос о таких ритмах в ледниковой зоне Русской равнины. Достоверные следы оледенений первой половины среднего плейстоцена (в отличие от горизонтов лёссов – борисоглебского и орчикского) неизвестны. Есть все основания считать, что реально обоснованным является только оледенение конца среднего плейстоцена – днепровское, или по номенклатуре некоторых схем – московское [Шик, 1993], сопоставляя с ним морену днепровского языка [Шик, 1993]. Открывает же среднеплейстоценовый этап лихвинское межледниковье.

Лихвинское межледниковье. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в фазу климатического оптимума этого межледниковья на Русской равнине существовали две основные области: область, где господствовал степной тип растительности – юг (Причерноморье и Южное Заволжье), и область, где преобладал лесной тип растительности – вся остальная территория равнины. Данных о наличии растительности тундрового типа даже на край-

нем севере равнины нет (рис. 33) [Гричук, 1989].

В северных районах равнины, в пределах распространения тундры, лесотундры и северной тайги существовали формации елово-сосновых и березовых лесов. Имеются также данные, что в оптимум межледниковья широколиственные породы могли проникать вплоть до арктического побережья. Так, для отложений чирвинского (лихвинского) межледниковья в районе Нижней Печоры выделена палинологическая зона 3 – зона ели и сосны с грабом и другими широколиственными породами; содержание граба составляет 1–3%, других широколиственных – 1–5% [Бердовская, 1976].

К югу от 62° с.ш. и до Северного Подмосковья были развиты формации олигодоминантных хвойных лесов с участием широколиственных пород (граба, липы, дуба, вяза). Из числа наиболее термофильных компонентов здесь отмечены дзельква, грецкий орех, бук. Палеоклиматические реконструкции, проведенные на основе палинологических данных из лихвинских отложений разреза Яковлевское, расположенного на севере Ярославской области [Бородин и др., 1981], выявили, что температуры воздуха июля составляли 18–20°, а температуры января в тот период были слабоотрицательными – 2–5°C. От бассейна Верхней Волги и до северной границы степей располагалась обширная зона хвойно-широколиственных лесов. Времени климатического оптимума на спорово-пыльцевых диаграммах соответствует пыльцевая зона L₃. Роль широколиственных пород, представленных в основном грабом, была очень велика. Весьма значительно содержание и пыльцы пихты (до 48%). Увеличение пыльцы граба и пихты происходило на фоне уменьшения содержания пыльцы господствовавшей ранее ели. В лесных формациях были представлены также и другие широколиственные породы [Гричук, 1989].

Палеоклиматическая интерпретация палинологических данных лихвинских отложений из разрезов Большая Коша, Лихвин и др. показала, что в средней полосе Русской равнины температуры июля составляли 18–20°, средние температуры января были не ниже 0–2°C, годовое количество осадков могло достигать 700 мм. Таким образом, если температуры июля были всего на 1–2° выше современных, то температуры января превышали современные не менее чем на 8–10°C. А по данным изучения лихвинских отложений в разрезе Крукеничи (Предкарпатье) выявлено, что максимальное число родов в данном разрезе обитает в настоящее время в северной части о-ва Хонсю [Гричук, Гуртовая, 1991]. Среднегодовые температуры воздуха там превышают температуру региона, где расположен разрез, не менее чем на 3–4°C.

В южных районах Русской равнины в этот период времени преобладал, как указывалось выше, степной тип растительности. Однако в благоприятных геоморфологических условиях лесная растительность проникала далеко на юг. Как показало

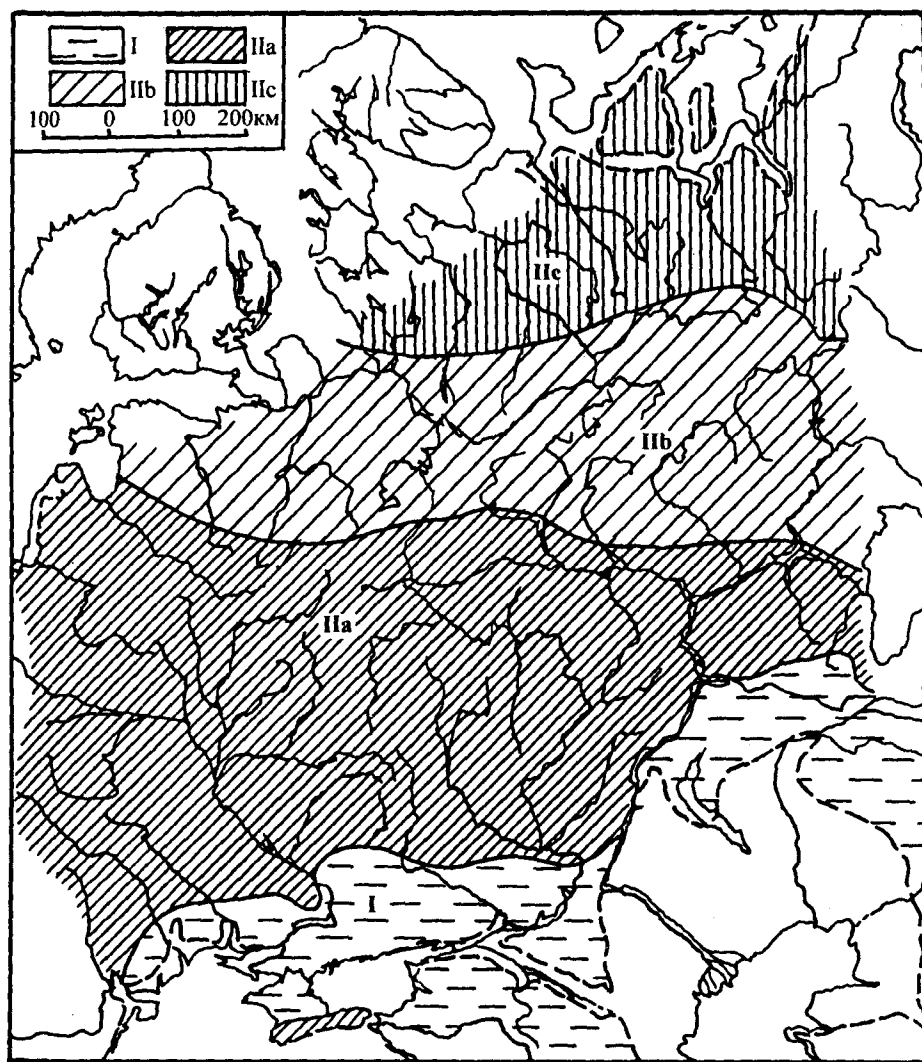


Рис. 33. Карта растительности Русской равнины в фазу климатического оптимума лихвинского межледникового (по В.П.Гричуку [1989])

I – область господства формаций степного типа; II – область господства формаций лесного типа: IIa – формации полидоминантных хвойно-широколиственных лесов, IIb – формации олигодоминантных хвойных лесов с участием широколиственных пород, IIc – формации елово-сосновых и березовых лесов

Пунктирной линией показана граница распространения древнесевексинской и нижнехазарской трансгрессий на юге и падимейской на севере

палинологическое изучение древнесексинских отложений из разреза у с.Озерное (Северо-Западное Причерноморье), в оптимум межледникового на поймах и в долинах рек были развиты участки сосново-широколиственных и широколиственных лесов с участием дуба, граба, ильма, клена. В состав лесной флоры входили представители реликтовой неогеновой флоры – гикори, нисса и др. На водоразделах преобладали степные злаково-разнотравные ценозы. Реконструкция палеотемператур на основе совмещения климатограмм ископаемой флоры показывает, что среднеянварская температура составляла 1° , июльская 24°C . Палеотемпературы были на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ выше современных, а климат – менее континентальным по сравнению с современным [Михайлеску и др., 1991].

Переход от лихвинского межледникового к последующей холодной эпохе характеризовался неоднократными похолоданиями и потеплениями. Во время первого похолодания перигляциальная растительность еще не сформировалась; на спорово-пыльцевых диаграммах оно выражено преобладанием пыльцы березы, среди которой почти нет кустарниковых видов.

Во время последующего кошинского интерстадиала [Гричук, 1989] в Подмосковье растительность напоминала среднетаежные леса Западной Сибири; состав флоры позволяет оценить температуру самого холодного месяца не выше -16° , а наиболее теплого – около $+17^{\circ}\text{C}$. Последующее похолодание привело к развитию редкостойных березовых лесов с большими участками кустарниковых видов, а наступивший затем марьинский интерстадиал – к новому расселению смешанных хвойно-мелколиственных лесов.

Характеристика почвенного покрова лихвинского межледникового известна менее детально, для растительности. По имеющимся данным этому интервалу времени в составе лёссово-почвенной формации соответствует горизонт нижнекаменской или инжавинской почвы, из кротовинного горизонта которой известны остатки мелких млекопитающих сингильской фауны [Величко и др., 1992]. От бассейна Верхней Оки до примерно 50° с.ш. она представлена профилем лесной почвы с генетическими горизонтами $A_1\text{--}A_2\text{--}B$ или $A_1\text{--}B$. В некоторых разрезах горизонт лесной почвы фациально

замещается озерно-болотными отложениями, из которых собственно и получены палинологические данные о растительности лихвинского межледникового. В южных районах эта почва, как правило, степного ряда. Так, например, в разрезе Колкотова Балка в ее профиле выделяется часто плохо сохранившийся гумусовый горизонт, но отчетливо представлен горизонт В с обилием кротовин и белоглазки.

О последовательности событий в следующей части среднего плейстоцена можно наиболее достоверно судить, как указывалось выше, по данным изучения лёссово-почвенной формации. Выше *нижнекаменской* (инжавинской) почвы в перигляциальной зоне залегает горизонт маломощного борисоглебского лёсса, часто весьма значительно переработанного почвенными процессами, связанными с залегающей непосредственно выше верхнекаменской почвой. Палинологические характеристики для этой холодной эпохи известны лишь по немногим разрезам, однако в целом они представляют известную ситуацию природной обстановки холодных этапов плейстоцена на Русской равнине. В Чекалинском разрезе, возможно, этой холодной эпохе отвечает похолодание, названное *калужским* [Разрезы отложений ..., 1977; Болиховская, 1995]; в это время здесь ландшафт представлял собой перигляциальную тундру. Выделены эти отложения и в Селижаровском районе Тверской области, где в разрезах у деревень Булатово и Тяглицы выше лихвинских отложений залегает мощная (до 20 м) толща озерных отложений с перигляциальными палиноспектрами, в которой представлены как криогигратическая, так и криоксератическая стадии послелихвинской холодной эпохи [Зеликсон, 1985]. Если в это время на Восточно-Европейской равнине и существовало оледенение, оно не достигало ее центральных районов.

На широте Воронежа, по данным изучения разреза Стрелица, для этой эпохи реконструируются ландшафты сосново-березовых редколесий и ерниковых и кустарниковых формаций [Болиховская, 1995]. Для более южных разрезов, по данным изучения разреза Хаджимус, для этого интервала времени фиксируется сокращение древесных пород в общем составе пыльцы и резкое увеличение травянистых растений [Антропоген и палеолит ..., 1986].

Более разнообразны данные о второй теплой эпохе среднего плейстоцена, когда происходило формирование *верхнекаменской* почвы – одного из реперных горизонтов лёссово-почвенной формации Русской равнины. Эта почва детально изучена в бассейне Днепра. Из кротовин почвы в разрезе Прилуки получена фауна мелких млекопитающих хазарского фаунистического комплекса. В целом, здесь она представлена мощными полигенетическими почвами, в строении которых можно выделить признаки двух фаз почвообразования. На начальных этапах широко проявлялся процесс лесси-

важа, признаки которого сохранились в виде глинистых текстурных горизонтов в основании почвенных профилей. Во время второй фазы это было мощное гумусово-аккумулятивное почвообразование (разрезы Сенжары, Остапье, Гуньки и др.). Очевидно, что начальные этапы почвообразования были более влажными, чем последующие. В целом, такие почвы можно отнести к группе брүниземов (черноземовидных почв прерий), которые в настоящее время известны в условиях суббореального умеренно теплого климата со среднемесячными температурами января от -2° до $+2^{\circ}\text{C}$ и среднегодовым количеством осадков до 700–900 мм. Двухфазное строение этой почвы известно как в более западных разрезах (разрезы Бояничи, Коршев – Волынская возвышенность), так и в более восточных (разрезы Железногорск, Согласие и др.). В более южных районах (южнее 49° с.ш.) отчетливых признаков лессиважа, как правило, не фиксируется.

О весьма теплом и влажном климате свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры из горизонта *верхнекаменской* почвы. По данным изучения разреза Стрелица, преобладающими ландшафтами на Верхнем Дону в это время при некоторых их изменениях были лесостепи с участками широколиственных пород [Болиховская, 1995]. Даже по данным изучения гораздо более южного разреза Колкотова Балка (бассейн Нижнего Днестра) на водоразделах и высоких террасах в это время существовали участки ксерофильных лесов или редколесий с грабником, а также степные ценозы. В целом, это были условия лесостепи с теплым, более влажным и менее континентальным по сравнению с современным климатом (реконструируемые температуры июля $20\text{--}21^{\circ}$, января $0\text{--}1^{\circ}\text{C}$). В разрезе у д.Чекалина в рассматриваемом интервале среднего плейстоцена выделяется также *чекалинское потепление* [Разрезы отложений ..., 1977; Болиховская, 1995], для которого характерно развитие хвойно-широколиственных лесов более бедного, чем во время лихвинского межледникового, флористического состава. Озерные отложения этого времени с палинологическими спектрами хвойно-широколиственных пород встречены у д.Акулово [Маудина и др., 1986], а также (правда, в нарушенном залегании) у д.Тяглицы.

Вторая эпоха среднеплейстоценового похолодания представлена в пределах лёссово-перигляциальной области горизонтом орчикского лёсса. Его характеристики во многом схожи с характеристиками рассмотренного выше горизонта *борисоглебского* лёсса (незначительная мощность, активная последующая переработка почвенными процессами и т.п.). Следует отметить его такой характерный морфотипический признак, как наличие многочисленных мелкополигональных грунтовых жил, которые эпигенетически нарушают кровлю верхнекаменской почвы (*игоревский криогенный горизонт*). О весьма холодных условиях времени формирования орчикского лёсса сви-

детельствуют и палинологические данные. В бассейне Верхнего Дона (разрез Стрелица) и Оки (разрез Лихвин) в этот период преобладали ландшафты перигляциальных лесостепей и перигляциальных лесотундр; сумма пыльцы и спор криофитов в спектрах достигает 22% [Болиховская, 1995]. В Подмоскowie – озерные отложения с остатками *Mamutus chosaricus* и перигляциальными палиносpekтрами [Шик и др., 1993]. В бассейне Нижнего Днестра (разрез Колкотова Балка) господствовала безлесная растительность без термофильных элементов. По данным реконструкции климатических параметров, проведенных Э.М.Зеликсоном, если температуры июля были близки к таковым для времени формирования верхнекаменской почвы (около 20°C), то температуры января снижались не менее чем на 10–12°C по сравнению с верхнекаменской эпохой. В чекалинском разрезе этому времени, возможно, соответствует *жиздринское похолодание*.

Последняя теплая эпоха среднего плейстоцена представлена в составе лёссово-почвенной формации Русской равнины роменской ископаемой почвой. Из кротовинного горизонта этой почвы в разрезе Прилуки (бассейн Днепра) получены костные остатки таких мелких млекопитающих казарского фаунистического комплекса, как *Lagurus transiens*, *Lagurus aff. lagurus*, *Microtus gregalis*. По генетическим особенностям почвы роменского времени весьма специфичны и отличаются от нижнекаменской и верхнекаменской почв. На юго-западе равнины они характеризуются значительной выветрелостью минеральной массы, проявлением процессов оглинивания, аккумуляции карбонатных солей, высокой биогенной активности на фоне слабого гумусонакопления, что сближает эту палеопочву с группой современных коричневых почв субаридных субсредиземноморских ландшафтов.

По данным палинологического изучения роменской почвы, облесенность территории центральных и западных районов Русской равнины в период ее формирования была весьма значительной. В оптимальную фазу в центральных районах (разрез Стрелица) преобладали грабово-дубовые леса с грабинником, хмелеграбом, дубом пушистым и тамариском во втором и кустарниковом ярусах, ольховые и хвойно-березовые леса, в травяно-кустарничковом покрове которых преобладали разнотравно-злаковые сообщества. В чекалинском разрезе, возможно, этому времени отвечают ландшафты широколиственных (преимущественно дубовых) лесов еще более бедного флористического состава, чем в чекалинское время (Черепетьский интервал) [Болиховская, 1995]. Далее к югу роменская почва (разрез Колкотова Балка) является горизонтом, где пыльцевые спектры характеризуются подавляющим преобладанием пыльцы древесных пород (за счет березы). Присутствует также пыльца широколиственных пород – дуба, клена, орешника и такого теплолюбивого ксерофильного вида граба,

как грабинник. Спектры указывают на благоприятный температурный режим (реконструируемые температуры января -3°, июля 20–21°C).

Следует отметить, что отчетливый профиль роменской почвы характерен только для центральной и южной частей распространения лёссово-почвенной формации. Вдоль ее северной периферии почва весьма нарушена и часто замещается прослоями буроватых или оглеенных суглинков. Не исключено, что это связано с активным последующим воздействием на профиль почвы экзогенных процессов в перигляциальной зоне днепровского оледенения.

В Подмоскowie этому интервалу, возможно, соответствуют межледниковые озерные отложения у д.Липна и санатория «Красная Роза», для которых получены оптолюминисцентные датировки соответственно 196 и 170 тыс. лет [Путеводитель ..., 1981; Алексеев и др., 1994]. Этому времени могут соответствовать и отложения, выделенные А.И.Москвитиним в Бибиревском разрезе в качестве "максинского интерстадиала".

Днепровское оледенение. Как известно, днепровское оледенение было максимальным в среднем плейстоцене. Существуют представления о двух или даже трех (включая московскую) стадиях этого оледенения [Гожик, Чугунный, 1981; Грибченко, 1994; и др.].

В максимальную стадию развития значительная часть Русской равнины была занята ледниковым покровом, который относительно узким языком по долине Днестра проникал на юг примерно до устья р.Орели. Здесь отложения среднего плейстоцена венчаются комплексом ледниковых и лёссовых отложений днепровского возраста; последние представлены типичными лёссами мощностью 3–5 м (иногда до 10–12 м в экстрагляциальных областях). Важнейшим феноменом этого холодного этапа стало широкое развитие не только наземного, но и подземного оледенения – многолетней мерзлоты. Об этом свидетельствует широкое развитие нескольких (днепровского и московского) ярусов в отложениях этого времени полигональных клиновидных структур, диагностируемых как псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ). Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что ледник надвигался на территорию, уже скованную многолетней мерзлотой, с участками развития повторно-жильных льдов и полигонального рельефа [Нечаев, 1996]. Палеокриогенный анализ этих структур позволяет считать, что во время, предшествующее надвику льдов на данной территории, существовала многолетняя мерзлота с температурами грунтов до -2÷-3°C и среднегодовой температурой воздуха не выше -5÷-6°C. О холодном климате свидетельствуют и палинологические данные изучения подморенных лёссовидных супесей и суглинков в этом разрезе. Во время их отложения здесь господствовали тундро-степи, в растительном покрове которых сочетались ерниковые и оль-

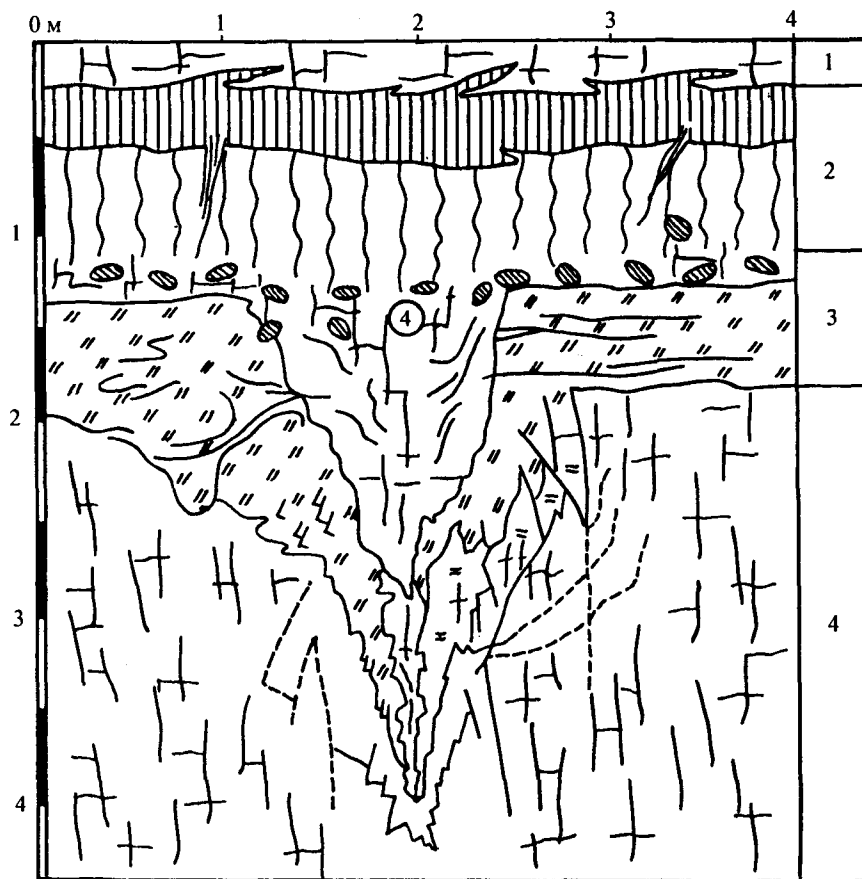


Рис. 34. Псевдоморфоза по повторно-жильному льду в разрезе Збараж (рисунок В.П.Нечаева)

1 – ранневалдайский лёсс, 2 – мезинский (гороховский) почвенный комплекс, 3 – оглеенный лёсс – погребенный деятельный слой, 4 – среднеплейстоценовый лёсс

ховниковые заросли, болота, экотопы, заселенные полынными ассоциациями [Болиховская, 1995].

И в дальнейшем, по мере сокращения площади покровного оледенения, несмотря на краткие периоды смягчения климата (в частности, в подстилающих микулинские образования озерных отложениях фиксируется позднеднепровский, лоевский, межстадиал с широким развитием сосново-еловых лесов [Величкевич, 1982; и др.]), в целом господствовали суровые условия. Об этом говорят следы развития многолетней мерзлоты на территориях, оставленных ледником, и отчетливый ярус псевдоморфоз по ПЖЛ в самой кровле днепровских лёссов в экстрагляциальных областях (рис. 34). Весьма холодные условия были характерны даже для самых южных районов лёссово-перигляциальной области. По данным изучения спорово-пыльцевых спектров днепровского горизонта лёсса в разрезе Колкотова Балка, в период ее формирования здесь существовала практически безлесная растительность типа перигляциальной степи. Континентальность климата достигала столь высокой степени, что обусловила формирование засоленных грунтов в условиях холодного климата. Средние температуры января могли достигать -19°C (реконструкции Э.М.Зеликсон), т.е. были значительно ниже, чем при формировании горизонта лёсса орникского холодного этапа.

Данные по микротериофауне также свидетельствуют, что в днепровское время существовали периг-

ляциальные степи, в которых совместно обитали представители современных субарктических (в том числе копытный лемминг) и степных зооценозов [Агаджанян, 1992; Маркова, 1982, 1992].

На юго-востоке Русской равнины в среднем плейстоцене была развита раннехазарская трансгрессия Каспия, достигавшая абс. высоты 15–20 м. Выделяется несколько фаз этой трансгрессии; однако относительно их точного хроностратиграфического положения нет единого мнения [Рычагов, 1997].

В этом интервале выделяется не менее двух экспансий лесной растительности к югу. Из них ранняя хорошо выражена при исследовании известного разреза на правом берегу р.Волги у с.Черный Яр (48° с.ш.). Содержание пыльцы ели достигает здесь 70%, что связано со значительным увеличением влажности. Практически полное отсутствие пыльцы широколиственных пород позволяет предполагать сравнительно холодные климатические условия этого времени. Более поздняя фаза облесенности соответствует второй половине среднего плейстоцена. В это время в Саратовском Заволжье рассеялись березовые леса с *Betula s. Nanae* и *B.s.Fruticosa*. В районе г.Ставрополя при исследовании III надпойменной террасы р.Волги З.П.Губониной [1978] установлено высокое содержание пыльцы кустарниковых берез и присутствие других представителей северной флоры, что свидетельствует о холодном и влажном климате конца среднего плейстоцена.

Динамика ландшафтных и климатических усло-

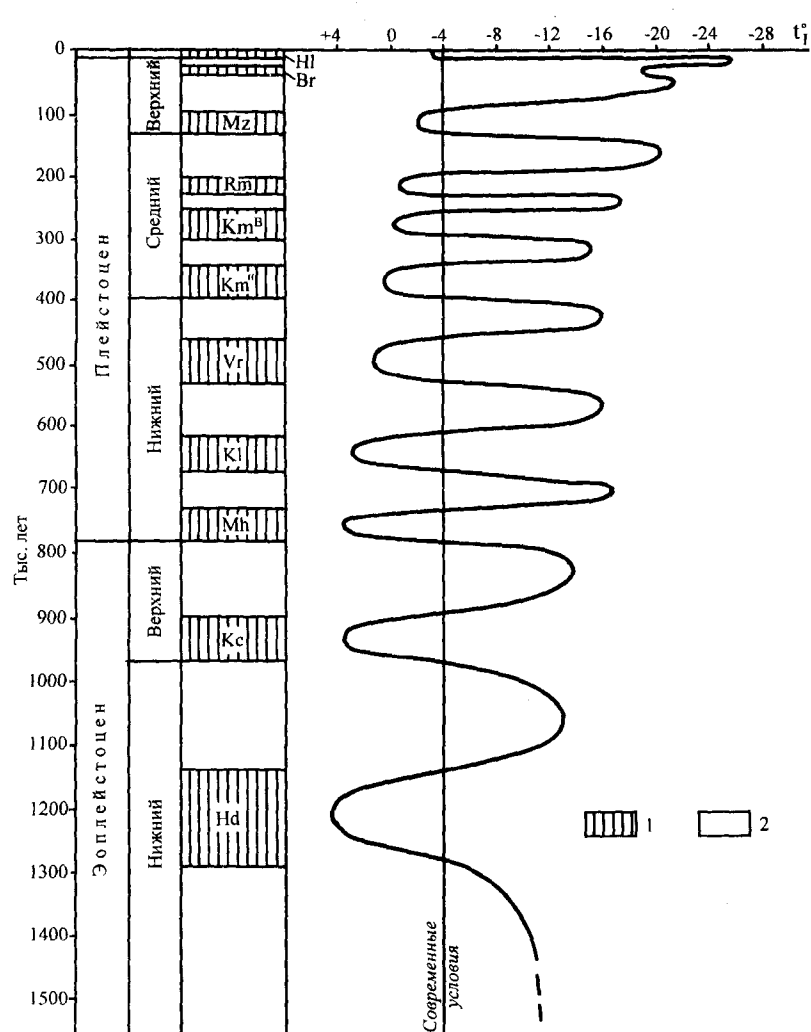


Рис. 35. Климатическая кривая для четвертичного периода на юго-западе Русской равнины (составил В.П.Нечаев)

1 – горизонты голоценовой и ископаемых почв, 2 – горизонты лёссов.

Индексы голоценовой и ископаемых почв: Hl – голоценовой, Br – брянской, Mz – мезинской, Rm – роменской, Km^B – каменской верхней, Km^H – каменской нижней, Vr – воронской, Kl – колотовской, Mh – михайловской, Kc – кицканской, Hd – хаджимусской

вий в раннем, среднем и в позднем плейстоцене для различных районов Русской равнины представлена на рис. 35, 36, 37 (см. вкл.).

Поздний плейстоцен. За последние полтора десятилетия был проведен детальный анализ последовательности природных событий позднего плейстоцена на Русской равнине [Палеогеография Европы ..., 1982; Развитие ландшафтов и климата ..., 1993; Палеогеографическая основа современных ландшафтов, 1994; и др.]. В определенной мере остается дискуссионным вопрос о размерах ранневалдайского оледенения. Более обоснованы реконструкции для микулинского межледникового, которое, по мнению большинства исследователей, является единственным в позднем плейстоцене; для времени поздневалдайского оледенения и широкого развития криогенеза на Русской равнине в конце плейстоцена (криогенный этап плейстоцена, по А.А.Величко [1968, 1973]). Таким образом, поздний плейстоцен представляет собой единый последний межледниково-ледниковый макроцикл, изучение которого крайне необходимо для эволюционного анализа современных природных условий.

Микулинское межледниковье. В настоящее вре-

мя накоплен значительный палеоботанический материал (более чем по 100 разрезам), который позволяет достаточно детально реконструировать растительный покров в эпоху климатического оптимума микулинского межледникового [Гричук, 1982, 1989]. В общих чертах его зональная структура была близка к современной (рис. 38). Одним из основных отличий является отсутствие растительности тундрового типа на севере Русской равнины. Здесь она была представлена березовым и сосновым редколесьем и березовыми и хвойными лесами, продвигавшимися на север вплоть до берегов бореальной морской трансгрессии. Северная граница распространения широколиственных лесов была также существенно смещена к северу. В этих лесах большое значение имели такие породы, как граб, дуб скальный, липа широколиственная.

Южная граница лесной зоны была немного смещена к югу по сравнению с современным ее положением. Смещалась к югу и граница лесостепи; так, лесостепная растительность была развита в Саратовском Заволжье в современной степной зоне, о чем свидетельствуют палинологические материалы Р.Е.Гиттерман по разрезу у с.Приволжское и

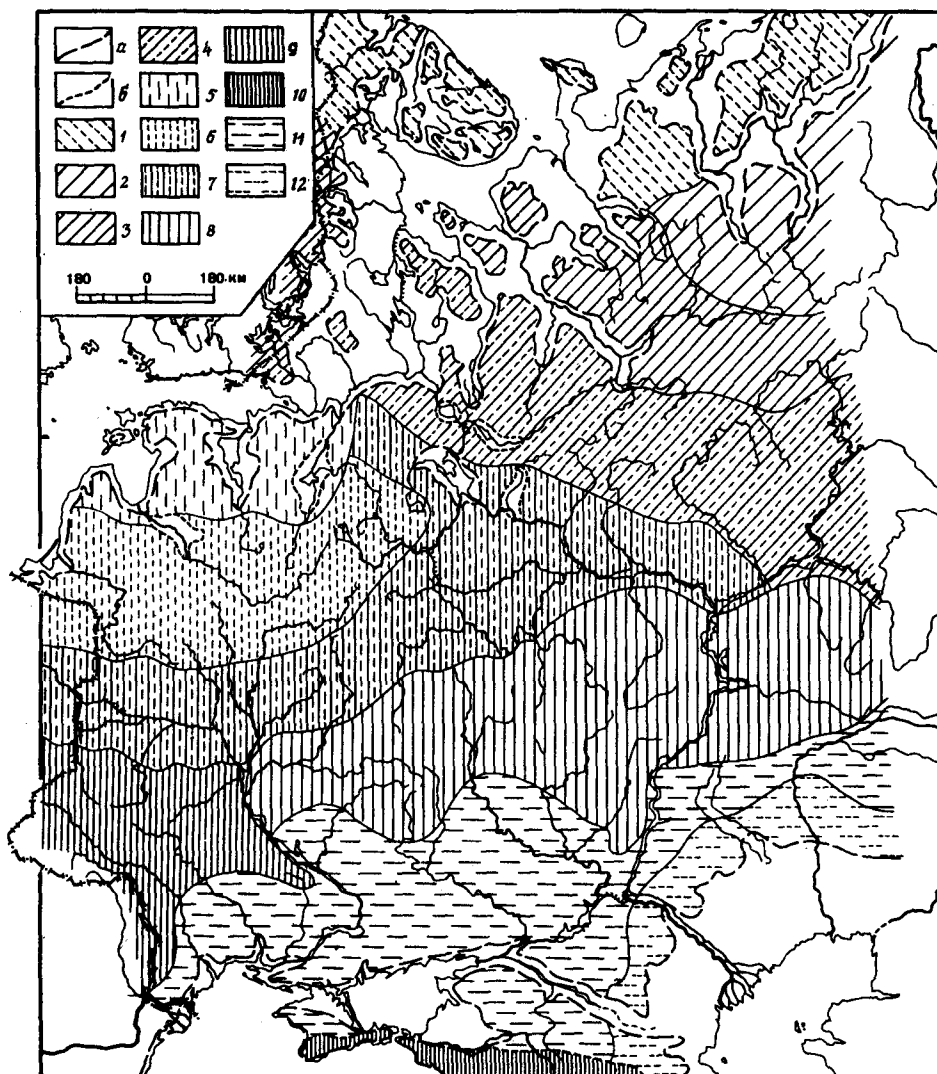


Рис. 38. Карта растительности Русской равнины в кульминационную фазу микулинского межледниковья (по В.П.Гричуку [1989])

а – распространение карангатского и верхнехазарского бассейнов на юге и бореальной трансгрессии на севере равнины, б – озерные бассейны

1–4 – бореальный тип растительности: 1 – березовые и смешанные хвойные леса, 2–3 – еловые и березовые леса с небольшим участием дуба и вяза, 4 – еловые и березовые леса с участием граба, дуба и липы; 5–10 – неморальный тип растительности: 5 – грабовые леса с дубом, березой и елью, 6 – грабовые леса с липой и дубом, 7 – грабовые (на западе) и смешанные широколиственные леса с елью, 8 – грабовые и сосново-широколиственные леса, 9 – широколиственные леса из граба (к западу от Волги), липы и дуба, 10 – широколиственные и хвойно-широколиственные леса сложного состава (эвксинские формации); 11, 12 – степной тип растительности: 11 – луговые степи в сочетании с лесами из граба и дуба (на западе) и дуба (на востоке), 12 – степи злаковые

В.В.Писаревой – по разрезу у с.Наумовка на р.Большой Ирғиз.

Степной тип растительности занимал примерно ту же территорию, что и в настоящее время, но в фитоценотическом отношении существенно отличался. Основное отличие заключалось в том, что это были формации луговых степей в сочетании с формациями грабово-дубовых (на западе) и дубовых (на востоке) лесов. Лишь в Северном Прикаспии были распространены формации злаковых степей.

Детально изучен также почвенный покров Рус-

ской равнины в микулинское межледниковье, времени которого соответствует салынская фаза мезинского ПК лёссово-песчанной формации [Величко, Морозова, 1972; Морозова, 1981; и др.]. На западе Русской равнины были распространены ископаемые аналоги современных бурых лесных псевдоподзолистых и бурых лесных псевдооглеенных почв. В плакорных условиях центра Русской равнины в это время развивались почвы с резко дифференцированным на генетические горизонты профилем, определенные как псевдоподзолистые.

Эти почвы продвигались к югу по сравнению с современной границей дерново-подзолистых почв на несколько сотен километров.

Южнее зоны лесных почв располагалась зона, где почвы с текстурно-дифференцированным профилем имели подчиненное значение, а более широко были представлены черноземные и лугово-черноземные почвы. Самые южные окраины Русской равнины относились к зоне степных черноземных почв (черноземы обыкновенные). Таким образом, почвенный покров микулинского межледниковья на Русской равнине был близок к современному, но не тождествен, поскольку существенно смещались к югу границы лесной и лесостепной почвенных зон, западные варианты лесных почв проникали в более восточные районы.

Совокупность палеогеографических данных позволяет наметить также основные особенности и климатических условий микулинского межледниковья, и их отличий от современных. Так, для центральных районов Русской равнины эти отличия в основном касаются зимнего сезона: зима была значительно мягче, чем сейчас. Если в настоящее время средние температуры воздуха для января близки к -10° , то в оптимум микулинского межледниковья они не опускались ниже -3° , а, возможно, были близки к 0°C , среднегодовое количество осадков было выше современных на 100 мм [Величко и др., 1983].

Микулинскому времени, по мнению большинства исследователей, соответствует позднечазарская трансгрессия Каспия, не поднимавшаяся выше абс. высоты $-10 \div -15$ м. Среднегодовая температура воды по данным магний-стронциевого метода оценивается в 18°C .

Валдайское оледенение. Ранневалдайское похолодание (оледенение). Весьма дискуссионными, как отмечалось выше, остаются вопросы реконструкций ландшафтно-климатических условий ранневалдайского похолодания (оледенения). Согласно последним данным оледенение, вероятно, не выходило за пределы Балтийского щита, а в приледниковых районах ему соответствует курголовское похолодание [Развитие ландшафтов ..., 1993].

Палеоботанические данные по разрезу Микулино показывают, что во время этого похолодания в условиях холодного и сравнительно влажного климата существовала северотаежная растительность. Сходные в целом палеоботанические данные по другим разрезам центральной и северо-западной части Восточно-Европейской равнины [Заррина и др., 1989; Путеводитель ..., 1984] также свидетельствуют о распространении березовых и сосновых лесов, чередовавшихся с травянистыми формациями, близкими к луговым степям. Отложения этого возраста в разрезе Борхов Ров несут следы криогенного преобразования. Несмотря на незначительные размеры покровного оледенения импульс похолодания раннего валдая фиксируется на значительных пространствах Русской равнины. Это похолодание в ее центральных и южных районах

отражено в накоплении горизонта лёсса (так называемого внутримезинского-севского), разделяющего две погребенные почвы мезинского ПК, и в криогенных деформациях фазы "а" *смоленского криогенного горизонта*. Последние свидетельствуют о возникновении многолетней мерзлоты не только на севере равнины, но и в ее средней части. И, хотя по своему режиму многолетнемерзлые породы напоминали те, которые существуют сейчас вблизи их южной границы, где многолетняя мерзлота имеет островное распространение, сам факт их развития до 50° с.ш. говорит о глубокой перестройке природной обстановки. Далее наступает интервал смягчения климата, представленный крутицкой (2-я фаза почвообразования мезинского ПК) ископаемой почвой. Для крутицкого интервала (вероятно, соответствующего брерупу западных схем) на значительных пространствах Русской равнины характерны почвы открытых пространств с однотипным строением профиля, где выделяется темноокрашенный гумусовый горизонт, наложенный на севский лёсс и в дальнейшем нарушенный деформациями фазы "б" *смоленского криогенеза*.

Средний валдай. Весьма специфической была ландшафтно-климатическая обстановка в средней части валдая, в так называемый неледниковый интервал [Развитие ландшафтов..., 1993]. В северной половине Русской равнины фиксируются неоднократные похолодания и потепления, но только в ранге стадиялов и межстадиялов, т.е. климата, характерного для холодной (ледниковой) эпохи. Во время похолоданий здесь преобладали ландшафты перигляциальных лесостепей и лесотундры, во время смягчения климата – ландшафты темнохвойной и северной и даже средней тайги. В лёссово-перигляциальной области началу среднего валдая отвечает горизонт относительно маломощного (до 1,5–2,0 м) хотылевского лёсса. По данным палинологического изучения этого горизонта лёсса в эпоху его формирования в бассейне Среднего Днепра в условиях холодного климата существовала своеобразная растительность лесостепного и степного характера [Гричук, 1972]. Этот горизонт лёсса служит материнской породой для *брянской* почвы, время формирования которой по данным ^{14}C датирования определено в пределах 35–24 тыс. л.н.

В западных районах Русской равнины (Волыно-Подолія) почвы брянского интервала представлены мерзлотно-глеевыми (гомогенно-глеевыми) почвами, а в более восточных – почвами, сходными с современными палевыми почвами Центральной Якутии [Морозова, 1981]. Палинологические исследования почвы брянского интервала в разрезе Боянич (Волынская возвышенность) показали, что в этот период времени здесь растительный покров был представлен ерниковыми формациями и хвойным редколесьем; значительное место занимали мезофильные луговые сообщества, а также со-

общества каменистых местообитаний. Климатические показатели в районе флористического аналога ископаемой флоры в разрезе Боянички составляют для июля 14°, для января -21°C [Гуртовая, 1981]. Брянская почва нарушена мерзлотными деформациями *владимирского криогенного горизонта*, причем в западных районах преобладают пластические деформации и солифлюкция, а в восточных – деформации типа пятен-медальонов.

Вместе с тем, результаты изучения озерных отложений центра и северо-запада Восточно-Европейской равнины свидетельствуют о том, что климатические условия в течение всего рассматриваемого интервала не было однородными. Так, по данным ряда исследователей [Заррина и др., 1989; Палеогеографическая основа ..., 1994], здесь прослеживается до 5 потеплений межстадиального характера с растительностью таежного типа, разделенных похолоданиями с перигляциальной тундровой или лесотундровой растительностью. Однако все это время климат был холоднее современного, что позволяет рассматривать средневалдайское время в качестве мегаинтерстадиала.

Следует отметить, что к концу среднего валдая относятся многие широко известные позднелитические стоянки (Хотылево II, Сунгирь, ранние культурные слои на стоянках в Костенках и др.), материалы по которым имеют большое значение для реконструкции климата этого времени.

Позднелитическое оледенение. Позднелитическое время, несмотря на свою относительную непродолжительность (24–10,3 тыс. лет назад), представляет собой важнейший палеогеографический этап. Именно тогда совершалась радикальная трансформация зональной структуры. На основании прежде всего палеоботанических [Гричук, 1969 и др.], а также фаунистических [В.И.Громов, 1948 и др.] данных для эпохи плейстоциала было установлено явление гиперзональности [Величко, 1973]. В условиях максимума развития криоаридной обстановки происходила деструкция лесной зоны и в пределах всей равнины, вплоть до побережий южных морей, господствовали открытые перигляциальные ландшафты с очень слабо выраженной широтной дифференциацией. Север равнины вблизи края ледника был занят перигляциальной лесостепью с значительным участием тундровых элементов; в средней полосе и далее на юг простирались перигляциальные степи [Zelikson et al., 1998]. Результаты, полученные по фауне мелких млекопитающих [Маркова, 1998], предполагают встречаемость лесостепных сообществ средней части равнины. За пределами покровного оледенения на многие сотни километров распространялась область подземного оледенения – многолетней мерзлоты, господствовали преимущественно открытые пространства, широко был развит криогенный микрорельеф. Отложения позднего валдая в лёссово-перигляциальной зоне Русской равнины представлены горизонтами деснинского и алтыновского

(супоневского) лёссов, общей максимальной мощностью до 7–8 м. Характернейшей чертой позднелитических лёссов является наличие в них крупнопolygonальных клиновидных структур, диагностируемых как псевдоморфозы по ПЖЛ – *ярославский криогенный горизонт*. В некоторых разрезах вертикальные срезы их достигают 4–5 м, размер полигонов составляет 15–20 м (рис. 39). На основе детального изучения палеокриогенных структур этого возраста определена эвидентная макрольдистость мерзлых грунтов, их температуры (до -3÷-5°C в центральных районах Русской равнины) [Nechaev, 1986], намечена южная граница вблизи 47–46° с.ш. [Величко, 1973; Velichko, Nechaev, 1992].

О том, что импульс похолодания был весьма велик и на этих широтах, свидетельствуют палинологические данные из отложений позднелитического возраста в бассейне Нижнего Днестра. В это время здесь существовали холодные (перигляциальные) степные ландшафты. На плакорах были широко распространены разнотравно-злаковые группировки. Отдельные участки были заняты разреженными сосновыми борами с примесью березы. Одновременно в растительном покрове принимали участие элементы тундровой зоны (кустарниковая береза, ольховник) [Волонтир, 1989]. Деградация перигляциальных ландшафтов и многолетней мерзлоты, судя по данным изучения позднелитической стоянки Тимоновка, началась после 15–14 тыс. лет назад. [Величко и др., 1977].

Резкая ксерофитизация в конце верхнего плейстоцена отмечается по палинологическим данным и в Саратовском Заволжье, где были развиты полынно-маревые ассоциации; в Северном Прикаспии отмечается полупустынно-степная растительность.

На юго-востоке Русской платформы раннему валдаю, по-видимому, отвечает глубокая ательская регрессия Каспия, во время которой уровень моря понижался до -120 ÷ -140 м.

Сменившая ее раннехвалынская трансгрессия была самой обширной за всю плейстоценовую историю Каспия (до абс. высоты 50 м). Вероятно, ее причиной было снижение потерь на испарение в условиях низких температур как с собственно водной поверхности, так и в пределах всего водосборного бассейна. Согласно расчетам А.Л.Чепалыги [Cheralyga, 1984], поступление влаги в Каспийский бассейн верхнехвалынского времени превышало ее потери приблизительно на 12 куб. км в год; автор высказывает предположение, что избыток мог сбрасываться в Азово-Черноморский бассейн через Маньчжурский пролив.

Самостоятельный трансгрессивный этап представляет собой позднелитическая трансгрессия, отделенная от раннехвалынской енотаевской регрессией [Рычагов, 1997]; с этой трансгрессией связано формирование морской равнины, северная граница которой приблизительно совпадает с изо-

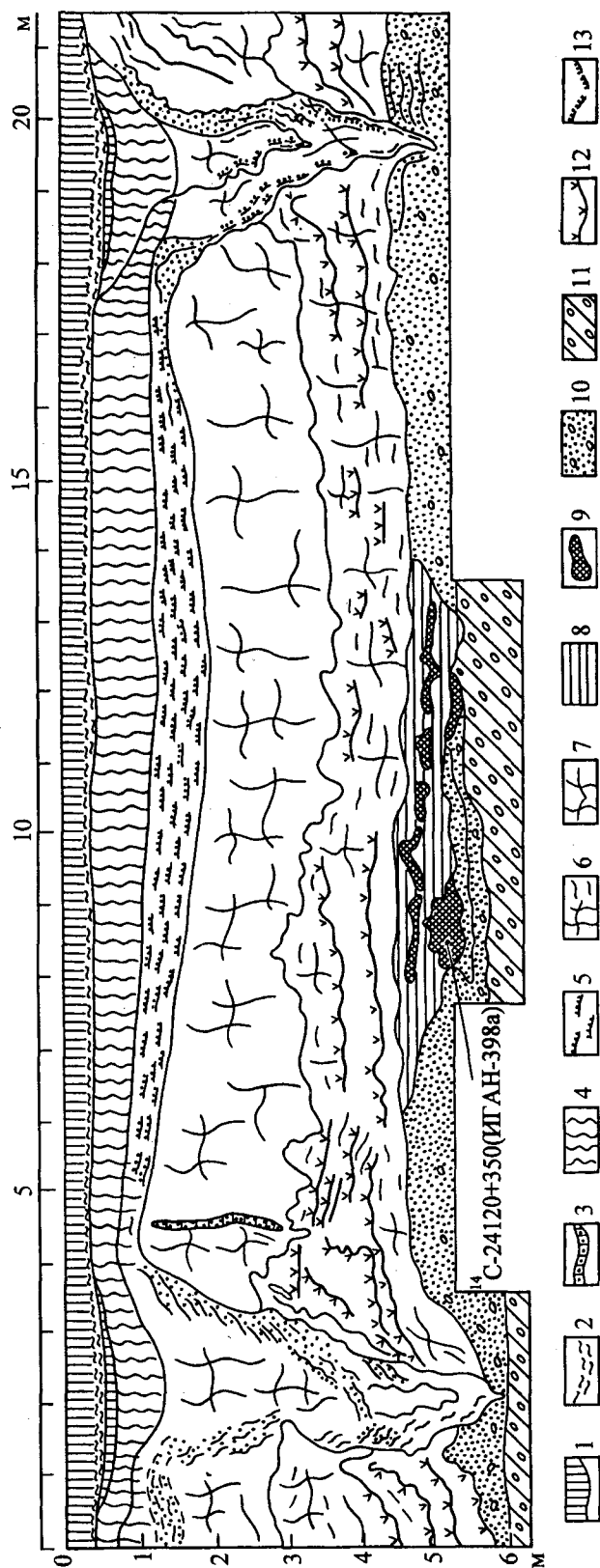


Рис. 39. Пseudоморфозы по повторно-жильным льдам в разрезе Кучино (рисунок А.А.Величко)

1 – гумусовый горизонт современной почвы; 2 – горизонт А2 современной почвы; 3 – потретенный гумусовый горизонт; 4 – иллювиальный горизонт; 5 – тонкая белая супесь; 6 – суглинок палевые, лёссовидные; 7 – суглинок сизые, оглеенные; 8 – суглинок плотные, озерные; 9 – включения гумусированного материала; 10 – песок с мелким гравием; 11 – суглинок валунный, морена; 12 – полосы ржаво-бурого ожелезнения; 13 – деформированный и измененный материал приконтактных зон

гипсой 0 м. Максимум позднехвалынской трансгрессии приходится, по-видимому, на конец позднего плейстоцена (по Г.И.Рычагову – 16 тыс. л. н.), несколько запаздывая по отношению к максимальному распространению поздневалдайского ледника и наиболее низкому стоянию Черноморского бассейна. Позднехвалынский бассейн характеризовался температурами водной толщи несколько ниже современных.

Отступление моря от нулевой изогипсы происходило довольно быстро. Снижение уровня достигло максимума (около 50 м) в самом начале голоцена, около 10 тыс. л.н., и сменилось последней – новокаспийской трансгрессией, достигшей уровня около 20 м приблизительно 8 тыс. л.н.

Изменение ландшафтно-климатических условий в позднем плейстоцене представлено на рис. 40 (вкл.) (см. также рис. 35–37).

Детально колебания климатических условий в позднеледниковье рассмотрены в следующем разделе главы.

Позднеледниковье и голоцен⁸

Проблема изучения количественных закономерностей изменения климата приобретает необычайно важное значение.

Анализ данных об изменениях ландшафтно-климатических условий позднеледниковья и голоцена на территории Восточной Европы позволяет сделать это с высокой детальностью.

С помощью информационно-статистического метода [Климанов, 1976] были построены палеоклиматические кривые (более 40 с разной степенью детальности) по многим равнинным территориям Восточной Европы.

Для примера, на рис. 41 показаны палеоклиматические кривые, привязанные к шкале времени по Карелии, и Молдавии.

Можно констатировать, что наблюдается довольно хорошая корреляция между кривыми.

Это является дополнительным аргументом в пользу сформировавшегося в последние годы мнения, что все крупномасштабные (порядка 1°) колебания климата в позднеледниковье–голоцене носили глобальный характер и выражены с отчетливой синхронностью, но с различной амплитудой во всех частях земного шара.

Анализ палеоклиматических кривых показал, что на протяжении позднеледниковья и голоцена во многих районах Северной Евразии отмечаются следующие экстремумы потеплений: около 12700, 11700, 11400, 9900, 9700, 8900, 8500, 8300, 7800, 7500, 7100, 6700, 6000, 5000, 4700, 3900, 3500, 3300, 2800, 2300, 2000, 1800, 1600, 1300, 1000, 600,

300, 150 лет назад. Основные экстремумы похолоданий были примерно 11900, 11600, 10500, 9800, 9600, 8700, 8400, 8200, 7700, 7400, 6900, 6400, 5800, 5200, 4900, 4500, 3700, 3400, 3200, 2500, 2200, 1900, 1700, 1500, 1200, 700, 500, 200, 100 лет назад.

Во время потеплений на севере происходило почти на всем протяжении позднеледниковья и голоцена увеличение среднегодовой суммы осадков. Для южных районов, например, для Украины, в позднеледниковье и в первую половину голоцена наблюдается такая же тенденция, однако во второй половине голоцена в периоды потепления происходило в основном уменьшение количества осадков.

В колебаниях климата явно обнаруживается цикличность, однако циклы не похожи друг на друга ни по амплитуде, ни по продолжительности, т. е. цикличность климата была квазипериодической.

От позднеледниковья к оптимуму голоцена отмечается хорошо выраженный тренд к потеплению, а от оптимума голоцена к современности тренд к похолоданию, но не такой резкий, как при потеплении. На асимметричность термических изменений теплых эпох уже обращалось внимание [Величко, 1989]. Тренд похолодания от оптимума голоцена к современности дает основание для утверждения, что естественный климат будет развиваться в сторону похолодания [Хотинский, 1977; Величко, 1989; Климанов, 1989] и это может ослабить антропогенно обусловленное потепление.

На основе полученных палеоклиматических кривых и реконструкций в отдельных точках были проведены пространственные палеоклиматические реконструкции некоторых срезов позднеледниковья и голоцена. Для палеоклиматических реконструкций отбирались в основном разрезы с палинологическими данными, имеющие абсолютные датировки. Для разрезов, где датировок соответствующего возраста не было, избранный временной срез выделялся с помощью интерполяции между имеющимися датировками или в соответствии с надежно установленными для голоцена палинологическими зонами, возраст которых и соответствующее им состояние растительного покрова были проконтролированы в различных районах Европы и Сибири [Величко и др., 1994]. Из-за ограниченного объема в данном разделе приводятся только карты среднегодовых температур и осадков.

В аллереде на севере Карелии преобладали березовые редколесья, в более южных районах в них увеличивалась примесь ели [Елина, 1981]. Существенную роль в растительном покрове играли также участки с господством перигляциальной растительности, но с большим участием тундровых элементов, а на юге – степных. Восточнее, на левобережье Северной Двины [Елина, Юрковская, 1980] и на северо-востоке лесной зоны Европейской части России [Никифорова, 1982] в это время существовали островные березовые и еловые леса,

⁸ Раздел написан В.А.Климановым.

чередующиеся с ерниковыми и полынно-злаковыми сообществами.

На западе Восточной Европы в аллереде преобладали березово-сосновые, сосновые и еловые леса, в составе которых на южной границе пояса принимали участие и широколиственные породы. На открытых пространствах существовали злаковые сообщества [Якушко и др., 1988].

На Украине в это время были распространены сосновые леса с участием березы и небольшой примесью широколиственных пород. Обширные пространства занимали степные ценозы с господством полыни [Артюшенко и др., 1982; Безусько и др., 1988]. В центральных районах Среднерусской возвышенности по долинам рек были распространены сосново-березовые редколесья, а на высоких участках господствовали сообщества с обилием маревых [Серебрянная, 1982; Климанов, Серебрянная, 1986]. На Верхней Волге (Ярославская область) в растительности преобладали еловые и березовые леса, однако значительную роль в растительности играли тундровые и степные ценозы.

Для реконструкций климата в максимальное потепление аллереда использовались данные 24 разрезов. В это время (11400 ± 200 лет назад) наибольшие отрицательные отклонения средних температур июля были на северо-западе Восточной Европы ($3-4^\circ\text{C}$), что, естественно, связано еще и с большой климатообразующей ролью деградирующего покровного ледника. К югу от Скандинавского ледника отрицательные отклонения уменьшаются, и уже в районе около 50° с.ш. они были меньше 1°C .

Имеющиеся литературные данные [Heusser, 1984; Kordos, 1974; и др.] по количественным характеристикам средних температур июля в Западной Европе хорошо согласуются с данными по Прибалтике, Белоруссии и Украине, что свидетельствует о достоверности приводимых в работе палеоклиматических построений. Средние температуры января изменялись почти так же, как средние температуры июля, однако амплитуда отклонений отличалась. Так, в приледниковой части амплитуда отклонения зимних температур почти в два раза больше летних. Здесь средние температуры января были ниже современных примерно на 8°C . К югу величина отрицательных отклонений уменьшается, и уже в районе примерно 50° с.ш. температуры были меньше на величину около 1°C , т. е. отклонения были почти такие же, как и у летних температур.

Среднегодовые температуры, которые дают интегральную температурную характеристику, также были наиболее низкими в приледниковой части. Среднегодовые температуры были ниже современных примерно на 6°C . К югу и востоку отрицательные отклонения уменьшаются по величине, и уже в центральных районах Украины среднегодовые температуры были меньше современных примерно на 1°C .

Среднегодовая сумма осадков имела наибольшие отрицательные отклонения в приледниковых

районах, где осадков выпадало меньше на величину примерно 100 мм. Чем дальше от ледника, тем меньше были отклонения осадков от современных их значений. Так, примерно южнее 55° с.ш. на юго-востоке Европы количество осадков, возможно, уже было выше современных значений. В пользу этого говорят и данные из более южных регионов — на Ближнем Востоке [Neu, 1983] и востоке Африки [Casanova, 1987] также было более влажно.

В позднем дриасе повсеместно наблюдается деградация лесной растительности. Массовое распространение получают травянистые сообщества с господством маревых, полыней и ерниковых ценозов.

На севере Среднерусской возвышенности сосново-березовые редколесья сохранялись только по долинным таликам. В растительном покрове преобладали маревые (свидетельство нарушенных местообитаний) и злаково-разнотравные ценозы. На Верхней Волге существовали редкостойные березняки, обширные пространства занимали степные и тундровые ценозы. В Башкирии господствовали перигляциальные формации и березово-сосновые колки [Немкова, 1978].

На поздний дриас (около 10500 лет назад) реконструкции были проведены в 19 точках. Максимальные отрицательные отклонения температур июля от современных значений были на северо-западе Восточной Европы в приледниковых районах, где отрицательные отклонения были больше 6°C . Для северо-запада России наши данные согласуются с приведенными в работе [Вигдорчик и др., 1970], где понижение температур июля оценивается в $7-8^\circ\text{C}$. На юго-западе Русской равнины и в Западной Европе температуры были ниже современных на 4°C и менее. Изолинии наибольшего понижения температур июля -6°C огибают северо-западные регионы, что связано с охлаждающим влиянием Скандинавского ледника. В связи с таким пространственным распределением температурных аномалий в Европе меридиональный градиент температуры воздуха увеличивался.

Пространственное распределение отклонений средних температур января подобно полученному для июльских температур, но их величины были больше. Средние температуры января были ниже современных на северо-западе Евразии, по периферии Скандинавского ледника, более чем на 14°C . На юго-западе Русской равнины и южнее средние температуры января были ниже современных менее чем на 6°C , на сопряженных территориях, например, в Венгрии, — примерно на 5°C [Kordos, 1974]. Наибольшее отклонение зимних температур приходится на северо-запад Европы, что свидетельствует о более сильном влиянии Скандинавского ледника зимой, чем летом. Возможно, это связано с активностью стоковых ветров.

Среднегодовые температуры были ниже современных на северо-западе России более чем на 10°C , на юго-западе Восточно-Европейской равнины эти величины сокращались до 4°C и менее. В

Венгрии среднегодовые температуры были ниже современных на 4°C [Kordos, 1974], как и по данным для прилегающих районов. Реконструкции температур подтверждают оценки, сделанные ранее [Асеев, 1973], где говорится, что в позднем дриасе в западной части перигляциальной зоны в Европе температуры были ниже современных в среднем за год на 4°, за январь – на 6–8°, за июль – на 2–5°C.

Таким образом, в это время наибольшие отрицательные отклонения всех температурных показателей в Восточной Европе приходится на северо-западную приледниковую часть территории. В южном и восточном направлениях они уменьшаются. Сильнее всего отличаются от современных средние температуры января.

Средние годовые суммы осадков в позднем дриасе отличались от современных наиболее значительно на северо-востоке Европейской части России, где их выпадало меньше на 250 мм. На юго-западе Русской равнины количество осадков отличалось от современных на 100 мм. Наименьшие отклонения средних годовых сумм осадков на юго-западе и крайнем северо-востоке Восточной Европы могут быть объяснены более частым проникновением сюда циклонов, огибавших с юга и севера Скандинавский ледник. Сухость на востоке Русской равнины, возможно, связана с его экранирующим влиянием.

Потепление в аллереде и похолодание в позднем дриасе были глобальными, о чем могут говорить, например, данные по Канаде [Mott et al., 1986], Центральной и Южной Америке [Mark-graf, 1989] и, в частности, по Чили [Heusser, 1984].

Переход к послеледниковому времени (10300–10000 лет назад) знаменуется резкой деградацией перигляциальных формаций и развитием лесной растительности.

В первой половине предбореального периода в растительности крайнего северо-востока Русской равнины преобладали тундровые элементы и сообщества из злаков, полыней и маревых, что говорит о сохранении в начале голоцена перигляциальной растительности [Никифорова, 1982]. В Белоруссии в начале предбореального периода господствовали сосновые и сосново-березовые леса средне- и южнотаежного облика, в конце периода в их составе появляются широколиственные породы. На Украине в начале периода были широко распространены березовые леса, в составе которых изредка встречались широколиственные породы, большие площади занимали ксероморфные ценозы. На севере Среднерусской возвышенности в это время расширяются площади березово-сосновых лесов, значительно потеснив ксероморфные ценозы. На Верхней Волге в первой половине этого периода господствовали сосновые и березовые леса, площади травянистых и кустарниковых группировок значительно сократились. Во второй половине наблюдается частичное восстановление перигляциального комплекса раститель-

ности. В Башкирии в предбореальном периоде значительно сократились степные ценозы и усиливается роль сосново-березовых лесов. На севере Карелии происходило активное расселение березы, а на юге появляются сосновые леса [Елина, 1981]. На левобережье Северной Двины также господствовали березовые леса, восточнее (бассейн Вычегды и Пинеги) распространяются сосновые леса с примесью ели и березы [Величко и др., 1994].

В максимум предбореального потепления, около 9900 лет назад, средние температуры января в Карелии оставались ниже современных примерно на 7°C. Во второй половине предбореального периода повсеместно отмечается некоторое усиление роли перигляциальных элементов, что свидетельствует о похолодании. В максимум этого похолодания, около 9500 лет назад, отклонения средних температур от современных составили: июля – на 4°, января – на 8° и годовой суммы осадков – на 100 мм. Величины отклонений от современных значений закономерно уменьшаются с запада на восток. Видно, что средние температуры января имеют большую амплитуду отклонений от современных значений, чем температуры июля.

В бореальном периоде (около 9000 лет назад) происходит дальнейшее развитие лесных формаций. Территория Карелии была занята березовыми лесами среднетаежного типа, на юге в их составе появляется ель. В Архангельской области к середине бореального времени окончательно исчезли безлесные участки, в растительности преобладали березовые и еловые леса среднетаежного типа. На северо-востоке Европейской части России господствовали темнохвойные еловые леса.

В Белоруссии в это время южнотаежные леса, господствовавшие в предбореальном периоде, сменяются смешанными лесами. В лесах Украины усиливается роль сосны, значительно также увеличивается присутствие широколиственных пород. Заметно сократились площади ксероморфных травянистых ценозов. На севере Среднерусской возвышенности в это время существовала лесостепь. В составе лесной растительности преобладали березово-сосновые леса, участие широколиственных было незначительно. В башкирских лесах также преобладала сосна и береза, но отмечается и появление вяза, дуба и липы.

На побережье Баренцева моря существовали островные березовые и еловые леса, господствующими формациями были ерники и моховые тундры [Никифорова, 1982].

Конец бореального периода на северо-востоке Европейской части России отмечен хотя и кратковременным, но довольно сильным, похолоданием. На побережье Баренцева моря формируется зона тундры, южная граница которой на западе совпадала с современной, а на востоке занимала более северное положение. В растительном покрове господствовали ерниковые, кустарничковые и моховые тундры [Никифорова, 1982].

Для построения карт на максимальное потепление климата в бореальном периоде (около 8500 лет назад) было использовано около 30 разрезов. На северо-востоке средние температуры июля были выше современных примерно на 1°C. В центральных районах было теплее менее чем на 1°C. В Прибалтике температуры были близки к современным. К юго-востоку отклонения температур уменьшались, и уже в районе Прикаспия летние температуры были ниже современных примерно на 3°C. Средние температуры января были выше современных только на крайнем северо-востоке Русской равнины. На западе температуры были ниже на 1–2°, на Украине примерно на 2°, в Предуралье и Нижнем Заволжье зимой было холоднее более чем на 3°C.

Среднегодовые температуры были ниже современных на северо-западе на 1°C и более. В центральных районах Восточной Европы они были близки современным, а на юго-востоке вновь были ниже, чем сейчас, на 2°C и более.

Среднее количество годовых осадков было меньше в Прибалтике примерно на 50 мм. К востоку и северо-востоку количество осадков увеличилось. На крайнем северо-востоке количество осадков превышало современные более чем на 50 мм. Как видно, наиболее сухо и холодно было на северо-западе и западе Русской равнины, что может быть связано с холодным влиянием Балтики – Анцилового озера [Квасов, 1975], которое в зимнее время полностью замерзало, а на юго-востоке похолодание может быть связано с все еще большой активностью азиатского антициклона по сравнению с настоящим временем.

В похолодание конца бореального периода, около 8200 лет назад, величина отрицательных отклонений средних температур января четко уменьшается с запада на восток, но для температур июля и осадков эта тенденция не выражена.

Начало атлантического периода (около 8000 лет назад) на Европейском севере характеризуется новым сдвигом растительных зон к северу на 100–150 км. Однако середина атлантического периода была относительно прохладной, отмечается усиление роли березовых лесов и ерниковых форм. Максимальный расцвет древесной растительности происходит 5000–6000 лет назад. В составе ельников появляются пихта, кедр сибирский и сосна [Никифорова, 1982]. Спорово-пыльцевые данные и радиоуглеродная дата по торфянику из Большеземельской тундры близ Хайпудырской губы Баренцева моря [Болиховская и др., 1988] позволили получить детальные реконструкции растительности и климата этого региона. В раннеатлантическое время отмечается самое значительное распространение еловых лесов северотайжного типа с участием лиственницы и кедра. В позднеатлантическое время лесные ценозы продвинулись до побережья Баренцева моря.

Последняя треть атлантики (4600–6200 лет назад) была наиболее благоприятным периодом для

развития лесной растительности. В Карелии господствовали южнотайжные сосновые и еловые леса, во втором ярусе которых присутствовали вяз и дуб, а на юге вяз, дуб и липа входили в первый ярус древостоя и образовывали смешанные леса. Появление широколиственных пород отмечается и в еловых лесах Архангельской области, и на северо-востоке Европейской части России. В Белоруссии господствовали широколиственные леса из дуба, вяза, липы, граба с участием хвойных пород. В лесах Украины в первой половине атлантического периода господствовала сосна, но значительное участие принимали широколиственные породы. Во второй половине периода участие широколиственных заметно увеличилось. На Верхней Волге в это время наивысшего развития достигают широколиственные леса, оттеснив на второй план сосново-березовые леса. На севере Среднерусской возвышенности, начиная с атлантического периода, основной лесообразующей породой в широколиственных сообществах становится липа, а на песчаных почвах по-прежнему господствовала сосна. В Башкирии в это время распространяются смешанные леса, в которых большую роль играли липа, вяз и дуб.

Для палеоклиматических реконструкций на оптимум голоцена (5000–6000 лет назад) было использовано более 90 точек. Рассматривая отклонения средних температур июля от современных значений, можно отметить, что наиболее сильно они повышались в полярной области. Так, на северо-востоке Европы они были выше примерно на 4°C. К югу величина отклонений уменьшалась. Над Скандинавией температуры июля были выше на 2–3°, над Ирландией и в центре Европы – на 1–2°C, а на юге температуры были близки к современным.

Средние температуры января имели наибольшие положительные отклонения (на 2°C и более) в северной части Европы. К югу величина отклонений также уменьшается, и в самых южных районах она составляет менее 1°C.

Отклонения среднегодовых температур также имеют почти широтное положение. Наибольшее повышение температур происходило в полярной области. Так, среднегодовые температуры выше на величину более, чем 3°C, были на севере Европы. Все это говорит об ослаблении сибирского антициклона, усилении Северо-Атлантического течения и активизации циклонических процессов в полярной области Северного полушария.

Изменение среднегодовой суммы осадков в атлантический оптимум голоцена имело более сложный характер, чем температурные изменения. Повышение осадков происходило не только в полярной области, но и южнее центра Восточной Европы. В полярной области севернее 70° с.ш. количество осадков увеличивалось более чем на 100 мм. В районе Северного Полярного круга везде осадков выпадало больше примерно на 50 мм (особенно на востоке). В центральной части Восточной Европы осадков выпадало меньше (до 50 мм). В Прикаспии

пии, по палеопедологическим данным [Дескин, 1985], количество осадков увеличивалось с 300–350 до 400–450 мм, т. е. почти на 100 мм. Факт увеличения количества осадков в этих регионах может свидетельствовать и об изменении температур, в частности, об уменьшении летних температур за счет потери тепла на испарение [Величко и др., 1988].

На протяжении атлантического периода прослеживается несколько потеплений и похолоданий, но даже в периоды похолоданий температуры не опускались ниже современных.

На атлантико-суббореальном рубеже (около 4600 лет назад) во всех регионах отмечается значительное изменение растительного покрова, вызванного сильным похолоданием. В Европейской части России в составе лесов сокращается участие широколиственных пород, а затем начинается их исчезновение. В Карелии в составе древостоев, наряду с сосной, начинает господствовать ель. В Архангельской области и на северо-востоке Европейской части России в еловых лесах усиливается роль сосны.

В раннесуббореальное время (около 4500 лет назад) на северо-востоке Европейской части России тундровые группировки существенно потеснили лесную растительность, став господствующей формацией. Границы лесной зоны сдвинулись к югу на 100–200 км [Никифорова, 1982]. В районе Хайпудырской губы также отмечается смена северотаежных лесов кустарниковыми тундрами. В центральных районах Среднерусской возвышенности преобладали березовые леса с участием широколиственных пород, которые чередовались с участками злаково-разнотравных степей. В Белоруссии широколиственные леса сменились смешанно-широколиственными. На Украине наблюдается сокращение площадей, занятых широколиственными лесами. В смешанных лесах увеличивается участие березы и сосны. В Башкирии усиливается роль сосны. В лесах в качестве примеси присутствуют ель, пихта, липа и дуб. На Верхней Волге участие широколиственных пород в растительности также значительно сокращается и возрастает роль березы и сосны.

Среднесуббореальное потепление климата (3000–4000 лет назад) на северо-востоке способствовало продвижению к северу еловых лесов с примесью кедра сибирского и сосны, граница северотаежных лесов вновь приблизилась к побережью. Во второй половине на Среднерусской возвышенности и в Башкирии роль широколиственных пород в растительности несколько усиливается.

В максимальное потепление суббореального периода (около 3500 лет назад), так же, как и в оптимум голоцена, наибольшее повышение температур было на севере Европы. Амплитуда потепления уменьшалась к югу. Средние температуры июля были выше современных на 2–3°C на северо-востоке и близки к современным на юге. Средние

температуры января были выше современных на 2° и более на северо-западе и юго-востоке, а в центре отличались только на 1°C. Среднегодовые температуры на севере Восточной Европы были выше современных примерно на 2°, а на юге – на 1°C и менее. Среднегодовая сумма осадков была выше на севере и в центре рассматриваемой территории. На западе осадки были близки к современным, а местами, возможно, и меньше. В районе Средней Волги и на Каме было суше, осадков выпадало до 50 мм в год.

В конце суббореального периода (2600–3000 лет назад) на северо-востоке отмечается сокращение роли еловых древостоев и увеличение роли кустарниковых формаций. В районе Хайпудырской губы господствующими становятся ерниковые тундры. В Белоруссии, на Украине, в Башкирии уменьшалась роль широколиственных пород.

В целом, на протяжении суббореального периода, так же, как и в атлантическом периоде, температуры даже в фазы похолоданий не опускались ниже современных.

В субатлантическом периоде во всех регионах завершается формирование растительного покрова, близкого к современному. На территории Карелии господствующими становятся сосновые и елово-сосновые леса, широколиственные породы исчезают из их состава и лишь на юго-востоке фрагментарно сохранились такие породы, как вяз и липа. На левобережье Северной Двины и далее на северо-восток Русской равнины усиливается роль сосновых и сосново-березовых лесов, сокращаются площади ельников.

В лесах Белоруссии происходило дальнейшее сокращение участия широколиственных пород, при этом существенное влияние на изменение растительности оказывала деятельность человека.

В середине субатлантического периода в районе Хайпудырской губы травянистые тундры в это время сменяются кустарниковыми, что говорит о потеплении климата. На Украине отмечается расширение участия широколиственных пород в составе лесной растительности, а в конце периода возрастает роль сосны. В районе Верхней Волги в первой половине рассматриваемого времени господствовали еловые леса, а во второй половине их роль значительно уменьшилась, массовое распространение получили сосновые и березовые леса, что, вероятно, обусловлено активизацией хозяйственной деятельности человека [Хотинский, 1977]. На Среднерусской возвышенности в это время широкое распространение получают дубравы. В последние 2000 лет на растительность этой территории все большее влияние оказывала деятельность человека [Серебрянная, 1982]. В Башкирии в начале субатлантического периода преобладали сосновые и еловые леса, в составе которых участвовали береза, вяз и липа. Около 1000 лет назад отмечается значительное усиление роли широколиственных пород.

Палеоклиматические реконструкции на малый климатический оптимум (около 1000 лет назад)

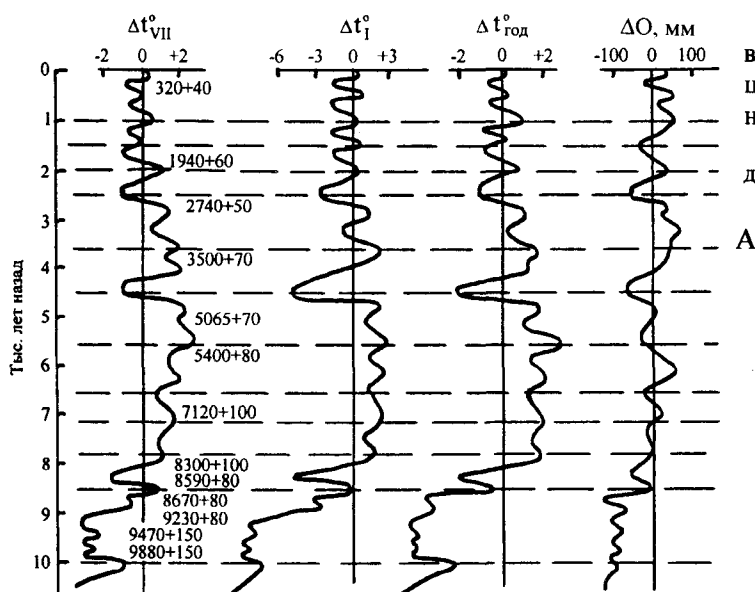
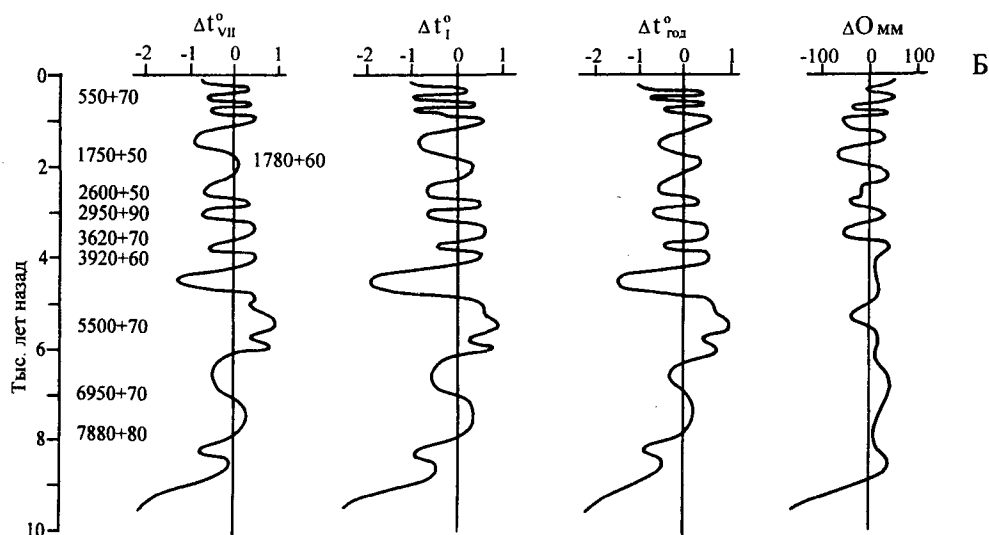


Рис. 41. Динамика климатических условий в разных регионах Русской равнины в голоцене – в отклонениях от современных значений (составил В.А.Климанов)

А – территория Карелии, Б – территория Молдавии



были проведены по палинологическим данным из 27 разрезов. Средние температуры июля в это время на севере Восточной Европы были выше современных примерно на 2°C . К югу величина отклонений уменьшалась, и уже на юге Украины она была около $0,5^{\circ}\text{C}$. Средние температуры января также наиболее повышались на севере (до $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$), на юге они были чуть выше современных. Среднегодовые температуры имеют примерно такую же конфигурацию изолиний отклонений, как и средние температуры января.

Средняя годовая сумма осадков на севере Восточной Европы была выше современной на 75 мм, на северо-востоке – на 25–50 мм. К югу отклонения осадков уменьшались, и уже в районе $51\text{--}52^{\circ}$ с.ш. они были близки к современным, а южнее были даже ниже, чем сейчас, о чем говорят данные по Украинскому Малому полесью, Молдавии и Прикаспию. Наши реконструкции в целом согласуются

с данными по прилегающим районам Западной Европы [Rudloff, 1980].

В одно из похолоданий малого ледникового периода (200–250 лет назад) все температурные показатели на территории Восточной Европы были ниже современных. Наиболее сильно (более 2°C) понижались средние температуры января, особенно на северо-западе и в Южном Предуралье. Южнее примерно 50° с.ш. температуры были ниже на 1°C и менее.

Наибольшее уменьшение среднегодовых осадков было в центральных районах – примерно на 50 мм. К северу и к югу отклонения увеличивались. На крайнем севере отклонения были близки к современным значениям, а южнее 50° с.ш. осадки превышали современные значения более чем на 25 мм. Таким образом, самым теплым временем на территории Восточной Европы было потепление в атлантическом периоде 6000–5000 лет назад (рис.

41 и 42). Амплитуда изменения климатических характеристик была больше в северных районах, чем в южных. Различный уровень потеплений и похолоданий приводил к разным изменениям осадков. Похожие пространственные изменения термического режима потепления и похолодания могут говорить о том, что механизм изменения климата (физические факторы, вызывающие эти изменения)

в голоцене (когда не было влияния покровного оледенения), был одинаковым, только его разномасштабность приводила к различным изменениям осадков на разных территориях. В позднеледниковые большую климатообразующую роль играло деградирующее Скандинавское оледенение и глубокий азиатский антициклон, а в голоцене – Северо-Атлантическое течение.

Глава 4

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Введение¹

Западно-Сибирская равнина является частью Сибирского субконтинента, располагаясь в его западном, северо-западном сегменте. Общее устройство рельефа равнины определяется господствующей тенденцией к снижению ее абсолютных отметок с юга на север, в сторону Северного Ледовитого океана. На этом фоне отчетливо проявляются главные особенности ее орографии: приподнятая периферия, примыкающая к горному обрамлению, и сниженная внутренняя зона. В средней части она подразделяется невысокими Сибирскими Увалами (до 240 м) на внутриконтинентальные впадины высотой не более 100 м над уровнем моря, располагающиеся южнее Увалов, и приморские низменности к северу от них, снижающиеся к Карскому морю.

Главные черты орографии равнины обусловлены тектоническим развитием Западно-Сибирской плиты как молодой платформы в кайнозое. Начиная с олигоцена, ее северные районы испытывали устойчивое воздымание, продолжавшееся, вероятно, до плиоцена включительно. Наоборот, южная половина плиты в течение всего времени до четвертичного периода находилась в зоне активной озерной и аллювиальной аккумуляции. С началом четвертичного периода ведущим контролирующим фактором становятся неоднократные обширные покровные оледенения. Они оказывали существенное влияние на ход тектонического развития, особенно северной половины плиты. Неоднократные оледенения и обусловленная ими динамичная гляцио-зостатическая ритмика опусканий–поднятий контролировали пространственно-временное распределение областей оледенений и морских трансгрессий севернее Сибирских Увалов, распространение лёссово-почвенной формации и подпрудно-озерных бассейнов и формирование общего рисунка гидросети в южной половине равнины.

Климат Западно-Сибирской равнины континентальный, с заметным увеличением контрастов с запада, юго-запада на северо-восток региона, что проявляется в понижении среднегодовых температур воздуха (с +1–0°C до -10÷-11°C), температур января (от -17÷-18° до -30÷-32°C), температур июля

(от 18° до 6–4°C), а также в увеличении амплитуд температурных колебаний, уменьшении количества осадков, в сокращении вегетационного периода. Еще отчетливее проявляются широтные климатические изменения. С севера на юг возрастают температурные параметры, увеличивается безморозный период, испаряемость. Относительная суровость климата определила достаточно широкое распространение многолетнемерзлых пород, южная граница распространения которых с поверхности достигает примерно 60° с.ш. К северу происходит значительное увеличение мощности многолетнемерзлых пород (до 400–500 м), снижение температур горных пород (до -7÷-8°C).

Особенности распределения тепла и влаги обусловили широтное размещение растительного покрова в пределах Западно-Сибирской равнины. На ее территории проходят границы трех палеоботанических зон: тундровой, таежной (бореальной) и степной, которые, в свою очередь, подразделяются на подзоны [Растительный покров..., 1985].

Тундра занимает территорию севернее Полярного круга. Ее растительность характеризуется распространением полидоминантных сообществ, образованных криофильными видами мхов, лишайников, трав, кустарников, произрастающих в суровых климатических условиях с коротким вегетационным периодом и низкой температурой почв.

Лесотундра (редколесье) занимает узкую полосу между тундрой и тайгой. Зональными типами сообществ являются елово-лиственничные (с *Larix sibirica*) и лиственнично-еловые (с *Picea obovata*) лишайниково-зеленомошные и зеленомошно-кустарничковые редколесья в сочетании с кустарничковыми тундрами.

Лесная (таежная) зона Западной Сибири занимает около 60% площади равнины и простирается почти до 57° с.ш., подразделяясь на три подзоны: северную, среднюю и южную тайгу. В этой зоне широко развиты болотные массивы.

Переходной между лесом и степью является подзона мелколиственных лесов (подтайга, лесостепь). Основная лесообразующая порода здесь – береза, в качестве примеси встречается осина. На севере лесостепи развиты луга с обилием луговых лесных видов, на юге колки из березы занимают только 27% территории и преобладают лугостепные и степные ассоциации.

Степная зона занимает самую южную часть равни-

¹ Раздел написан С.А.Архиповым.

ны. В ее пределах выделяются ковыльно-разнотравные, ковыльные и ковыльно-типчаковые степи.

Палеоген и неоген²

Для реконструкции климатов прошлого наиболее благоприятны кайнозойские флоры, так как большинство семейств и родов, существовавших в это время, может быть отождествлено с современными растениями. В данной главе для территории Западной Сибири предпринята попытка получить климатические показатели и их отклонения от современных значений на основе палеофлористических материалов, а также данных о составе существовавших ранее растительных формаций.

Для обоснования палеоклиматов и ландшафтов привлечены новые палинологические данные, полученные в последние годы в лаборатории палинологии и карпологии Института геологии СО РАН по разрезам скважин, расположенных в бассейне р.Васюган, в Сургутском Приобье, на левобережье р.Конда, в низовьях Пура и Таза. Кроме того, обобщены опубликованные ранее работы [Волкова и др., 1990; Кулькова, 1994; Панова и др., 1990].

Указанные материалы позволили на протяжении длительного интервала кайнозойской истории от палеоцена до плиоцена установить общий тренд изменения климата в сторону похолодания и выделить 6 типов климата: теплый, близкий к субтропическому; умеренно теплый; бореальный умеренно теплый; семиаридный; бореальный; арктический.

Палеоцен, эоцен: теплый, близкий к субтропическому климат

Этот тип климата характерен для палеоцена и эоцена. В основу расчленения морского палеогена положена зональная шкала по диноцистам, разработанная в последние годы И.А.Кульковой [Кулькова, Шацкий, 1990; Кулькова, 1994]. Эти представители планктона отличаются высокими темпами морфологической эволюции, большим разнообразием и быстро осваивают самые разные морские акватории. Ценность этой группы организмов заключается еще и в том, что вместе с диноцистами встречаются пыльца и споры, что позволяет проводить корреляцию морских и континентальных отложений. Зоны по диноцистам по И.А.Кульковой (табл. 3) увязаны с зонами по динофлагеллатам Европейской части бывшего СССР и по наннопланктону [Андреева-Григорович, 1991].

Палеоцен. Мы рассматриваем палеоцен в объеме наннопланктонных зон с 1 по 9 (66,5–58 млн лет). В раннем палеоцене еще проявляются контуры поздне мелового морского бассейна. Площадь,

занятая морем, занимает 38% территории Западно-Сибирской равнины [Шацкий, 1978].

Палеоценовые отложения по стратиграфической схеме Западной Сибири представлены двумя свитами – талицкой (нижний палеоцен) и серовской (верхний палеоцен). Основными опорными разрезами этих свит, где в последние годы наряду со спорами и пылью изучены динофлагеллаты, являются скважины на севере Западной Сибири: низовья Пура; в бассейне р.Васюган, в низовьях Оби (Малые Тегы, Малая Обь и др.).

Для верхней части талицкой свиты выявлен палинокомплекс с *Trudopollis menneri* – *Anacolisidites insignis* – *Triatriopollenites aroboratus*. В нем отмечен состав пыльцы, сближаемой с таксонами современных растений – *Quercites sparsus* Samoil., *Ulmoidipites krempi* And., *Myrica insignis* Glad., *Comptonia*, *Santalaceae*, *Oleaceae*, *Plicapollis pseudoexcelsus* Pfl., *Interpollis*. В виде редких реликтов отмечена пыльца *Aquilapollenites subtilis* Mth. и *Oculapollis globosus* Chlon.

Воссоздание облика растительности и климата в верхнем палеоцене затруднено тем, что значительное количество пыльцы покрытосемянных не имеет аналогов среди современных растений и определяется по искусственной схеме – это *Trudopollis*, *Nudopollis*, *Triatriopollenites* и др., однако морфологические особенности пыльцы предполагают ее генетические связи с *Mugi-caseae*, *Santalaceae*, *Porteaceae*, *Moraceae* – субтропическими и тропическими семействами. О теплом климате свидетельствуют и реликтовые виды папоротниковых – *Cyathea*, *Gleichenia* и др. Широкое развитие имели влажные таксодиевые леса. Особенно большие площади они занимали на периодически затопляемых участках суши. Аналоги таких лесов встречаются на п-ове Флорида. Обилие спор *Sphagnum* указывает на широкое развитие сфагновых болот.

Состав фитопланктона (диноцисты) свидетельствует о том, что в верхнеталицкое время Сибирский бассейн был достаточно тепловодным и с нормальной соленостью. К концу палеоцена родовой состав диноцист обедняется и в комплексах часто представлен только один род *Apectodinium* (с разнообразием видов), что обычно характерно для эстуариев и является показателем обмеления бассейна. В целом, состав растительных ассоциаций указывает на достаточно влажный субтропический климат. Это согласуется с данными А.В.Гольберта [1987] и К.А.Любомировой [1975].

Исходя из палеоботанических данных, можно допустить, что в Западной Сибири среднегодовые температуры достигали 20°C и более [Шацкий, 1973]. Отклонения среднегодовых температур от современных значений составляли на юге равнины около 20°, а в зоне тундры (70° с.ш.) около 30°C. Температуры января в палеоцене были не менее 6–7° даже на севере, где они были выше современных на 30–35°C. Температуры июля были выше таковых в пределах современной лесной зоны пример-

² Раздел написан В.С.Волковой, И.А.Кульковой.

Таблица 3. Корреляция отложений палеогена различных регионов Северной Евразии

Эоцен				Палеоцен				
Верхний		Средний		Нижний		Нижний		
Олигоцен	Нижний	Верхний	Приабон	Ипрский	Монс	Датский	Датский	
Ярус	Ярус	Ярус	Ярус	Ярус	Ярус	Ярус	Ярус	
23		19/20		17		9		
22	W. gochti	18		16		8		
21	Westzeiella symmetrica / P. amoenum			15		7		
				14		6		
				13		5		
				12		4		
				11		3		
				10		2		
						1		
Унифицированная зональная шкала палеогена южных районов СССР (по Андреевой-Григорович, 1990) (по диноцистам)				Региональная зональная схема Западной Сибири (по Кульковой, 1993) (по диноцистам)				Свиты
				Не установлены				Алтынская
Charleadowia clathrata angulosa				Ch. clathrata angulosa				Таудинская
Rhombodinium porosum				Kisselovia ornata W. irtischensis A. diktyoplokus				
Dracodinium intermedium A. diktyoplokus				Не установлены				
Rhombodinium draco/ Wotziella articulata								
Charlesdowniaae colleothrypta rotundata				Charlesdownia tenuivirgula				Нюрольская
Charlesdowniaae colleothrypta rotundata				Ch. coleothryta rotundata Ch. coleothryta				
Ch. coleothrypta								
Dracodinium varielongitudum				D. varielongitudum D. similis				Ирбитская
D. similis								
Wetziella meckelfeldensis				W. meckelfeldensis				
Apectodinium homomorphum				A. homomorphum				Серовская
Cerodinium speciosum				Cerodinium speciosum Cerodinium markovae				Талицкая
Cerodinium striatum								
Carpatella cornuta								

но на 6–8°, в современной тундровой зоне примерно на 20°C. Количество осадков в центральной и северной частях равнины было более 1000 мм в год. По данным В.С.Корниловой [Синицын, 1965], в Павлодарском Прииртышье осадков выпадало около 800 мм в год, т.е. отклонение от современных значений составляло около 500 мм.

Эоцен. Он рассматривается в объеме (58–40,3 млн лет назад) 10–20-й наннопланктоновых зон (см. табл. 3). Ранне- и среднеэоценовая эпоха была временем максимального распространения палеогеновой трансгрессии [Шацкий, 1978]. В это время шло накопление диатомитов, опоковидных глин. Эоценовый морской бассейн постоянно сообщался со Средиземноморским и Арктическим бассейнами. Отложения эоцена залегают согласно на морских образованиях палеоэоцена. Поверхность их размыта. Морской эоцен перекрыт речными ранне-олигоценовыми отложениями. В составе морского эоцена выделены три свиты. По данным динофлагеллат, они имеют иной объем, чем ранее установленный по схеме МСК 1978 г. (см. табл. 3). Ирбитская свита (нижний эоцен) описана в объеме 10- и 11-й наннопланктоновых зон. Вышележащая нюрольская свита (нижний – начало среднего эоцена) соответствует 12–14-й наннопланктоновым зонам. Расширен объем тавдинской свиты. Ее временной интервал охватывает значительную часть среднего и верхний эоцен (15–21-я наннопланктоновые зоны) [Кулькова, Шацкий, 1990].

Время формирования ирбитской свиты. Свита представлена светло-серым диатомитом и опоковидной глиной, которая переходит в опоку. Часто встречаются скелеты радиолярий с признаками, характерными для экваториальных морей. Состав фораминифер и наличие агглютинированных видов указывают на значительно большие глубины. По данным З.И.Глезер [1974], ряд общих видов диатомей, сходных по составу с диатомовой флорой океанической формации о-ва Барбадос, донных осадков тропической зоны Тихого океана в районе о-ва Туамонгу, свидетельствует о широкой связи сибирского эоценового моря с Мировым океаном. Соленость моря была близка к нормальной, а минимальная температура приповерхностных вод составляла 18–20°C [Синицын, 1965]. О высокой температуре свидетельствуют и данные по динофлагеллатам.

Состав спорово-пыльцевых спектров из этих отложений беден. Это обусловлено тем, что большая часть территории с низким гипсометрическим уровнем была затоплена. Л.А.Панова [Панова и др., 1990] из диатомитов ирбитской свиты в скважине Комсомольская на левобережье р.Конда (радиоляриевые зоны *Petalospiris foveolata*, *Petalospiris fiscella*) установила комплекс миоспор *Triporopollenites robustus* – *icapollis pseudoexcelsus*, который она сопоставляет с комплексами бахчисарайского региояруса. Подобный комплекс с господством пыльцы стеммы *Postnormapolles* выделен нами в скв. 4 (бассейн р.Васюган) из опок

ирбитской свиты. Довольно много пыльцы семейств *Mugicaceae*, *Fagaceae*, *Moraceae*, *Namoliaceae*. Сохранились представители семейства соосновых. В конце ирбитского времени морская трансгрессия заняла большую территорию.

Время формирования нюрольской свиты. Оно соответствует максимуму развития этой трансгрессии. Из осадков нюрольской свиты выделены богатые спорово-пыльцевые комплексы с *Araliaceoidipollenites euphorii*, *Sapotaceoidipollenites manifestus*, *Pompeckjoidipollenites subhercinicus*, *Castanopsis pseudocingulum*. Эти виды определяют облик палинокомплекса, кроме них, в его составе доминируют разнообразные субтропические породы: *Platycaria*, *Engelhardtia*, *Myrica*, *Comptonia*, *Santalaceae*, *Palmae*, *Cyrilaceae*, *Loranthaceae* и др. Климат, в котором формировалась эта растительность, должен был быть жарким и влажным.

Наблюдаемая многими исследователями общность ранне-среднеэоценовых флор Западной Сибири, Средней Сибири, Средней Европы (лондонские глины, Парижский бассейн), Северо-Востока Азии и др. свидетельствует о субтропическом или “паратропическом” характере климата этого времени. Растительные формации конца раннего – начала среднего эоцена на Западно-Сибирской равнине носили ярко выраженный субтропический облик с преобладанием вечнозеленых пород с небольшим участием широколиственных, которые могли иметь тропическую родословную.

Наиболее близки к этим лесам современные вечнозеленые леса Южного Китая со среднегодовой температурой воздуха 20–22°C, температурой января до 15°C, июля до 26°C, среднегодовым количеством осадков до 1500 мм. В последние годы получена количественная оценка отдельных элементов климата на основе палеофлористических данных [Волкова и др., 1990]. Для оптимума эоцена среднегодовая температура воздуха для территории Обь-Иртышского междуречья достигала 20–23°C, годовая сумма осадков на севере достигала 1000 мм, в Павлодарском Прииртышье – 800 мм. Отклонения среднегодовых температур в оптимум эоцена от современных значений составляли в лесной зоне около 20°, в зоне тундр более 30°C. Осадков в оптимум эоцена выпадало на 500–800 мм больше, чем в настоящее время.

Палинологические данные позволили составить карту-схему ландшафтов для оптимума эоцена (конец ирбитского – нюрольское время) (рис. 43).

Время формирования тавдинской свиты. Оно приходится на средний–верхний эоцен. В это время началось сокращение бассейна седиментации и связь со Средиземноморским бассейном осуществлялась только через Тургайский пролив [Шацкий, 1978]. Осадки подразделяются на две подсвиты. В отложениях нижнетавдинской подсвиты состав диоспидеи обедняется, но еще достаточно представлен, что свидетельствует о нормальной солёности и достаточной глубине бассейна. В позднетавдинское

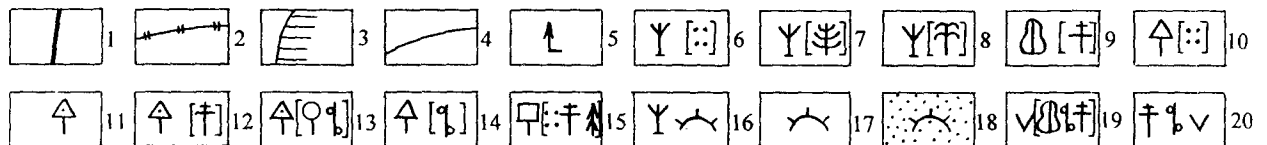
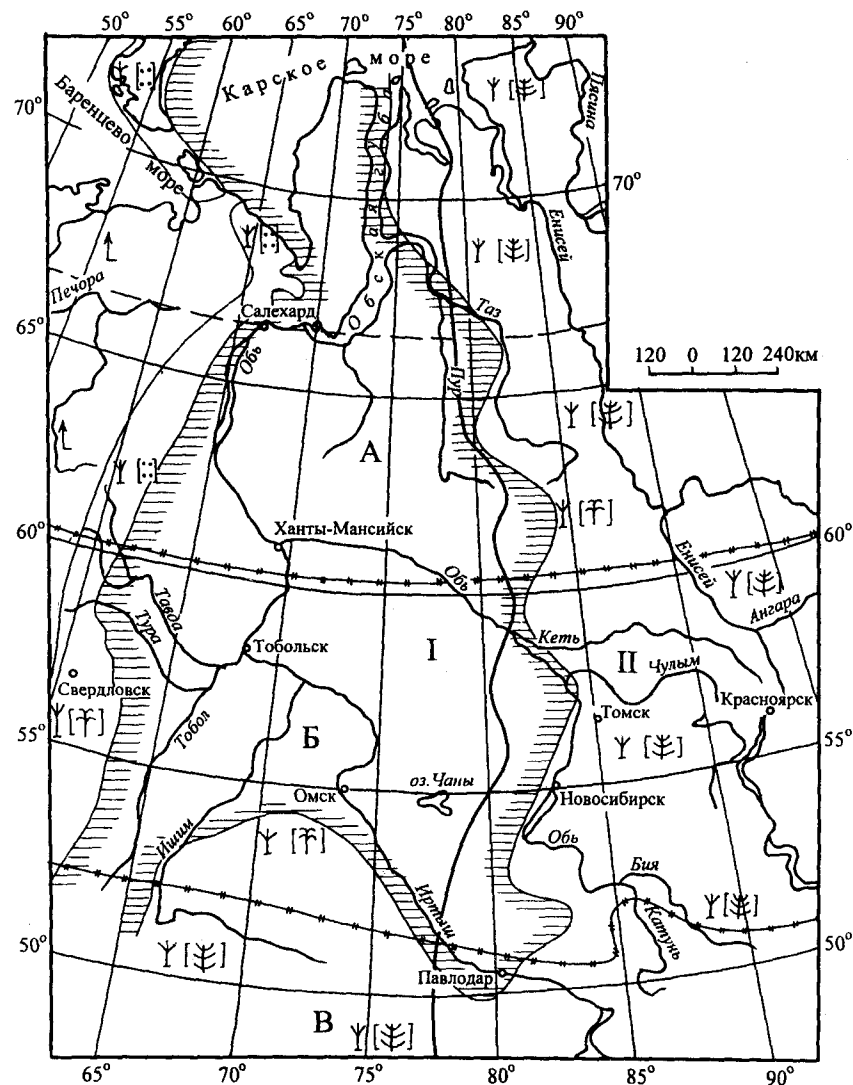


Рис. 43. Палеогеографическая карта-схема территории Западной Сибири в климатический оптимум эоцена (составили В.С.Волкова, И.А.Кулькова)

1 – граница между ботанико-географическими округами: I – Западно-Сибирский округ, II – Среднесибирский округ; 2 – граница между ботанико-географическими районами: А – Северо-Сибирский район, Б – Центрально-Сибирский район, В – Южно-Тургайский район; 3 – граница морского бассейна; 4 – граница между растительными формациями; 5 – горная лесная растительность (хвойные и хвойно-широколиственные леса); 6 – лесная растительность влажных субтропиков с преобладанием таксодиевых на заболоченных участках прибрежной морской равнины; 7 – лесная субтропическая растительность с преобладанием подокарповых, сосны, каштанов, каштанописов, с примесью восковниковых и субтропических растений на возвышенных участках плато; 8 – вечнозеленая растительность – леса из каштанов, каштанописов и субтропических растений по морским побережьям с субгалафильными ценозами с участием пальм; 9 – лесная мезофильная теплоумеренная растительность с господством сосны, участием ели, пихты, подокарповых; 10 – полидоминантные хвойно-широколиственные леса с участием таксодиевых на заболоченных участках продолин; 11 – полидоминантные хвойно-широколиственные леса с господством ореховых, гикгорий, с присутствием различных растений рода ликвидамбар; 12 – полидоминантные хвойно-широколиственные леса с участием сосны; 13 – хвойно-широколиственные леса с участием граба, ореховых, вяза, березы; 14 – хвойно-широколиственные леса с участием березы; 15 – полидоминантные широколиственные леса с таксодиевыми, сосной и елью; 16 – саванная растительность сухих субтропиков с господством ксерофитов: эфедры, полыней, свинчаковых; 17 – степная или пустынная растительность, близкая к саванне, с участием кустарников вдоль рек – аралии, андромеды, диервиллы, на плакорах – шелковицы, дубы; 18 – степная, полупустынная растительность в сочетании с пустынными ландшафтами; 19 – мезофитная разнотравная степь (лесостепь) с участием по долинам рек березы, сосны, дуба, лещины, липы; 20 – сосново-березовая лесостепь

время прогрессирующее обмеление бассейна обедняет состав диноцист.

В начале раннетавдинского времени в составе палинокомплексов доминируют *Castanea crenataeformis* Samif., *Castanopsis pseudocingulum* Boitz., *Rhoipites pseudocingulum* Pgl., *Quercus gracilis* Boitz., *Tricolpopollenites lablarensis* Th. et Pfl. Количество пыльцы широколиственных пород не велико, но постоянно. Из нижних горизонтов верхнетавдинской свиты выделен палинокомплекс *Quercus gracilis* – *Rhoipites pseudocingulum*. Качественный состав палинокомплекса остается практически тем же, меняются количественные соотношения. Роль *Castanea*, *Castanopsis* уменьшается, на первое место выходит пыльца *Quercus gracilis*, *Rhoipites pseudocingulum*, а в палинокомплексе верхних горизонтов верхнетавдинской свиты господствует пыльца *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*. Все эти представители семейства букковых, характеризующиеся мелкой трехборздно-поровой и трехборздной пыльцой, характерны для отложений верхов среднего–верхнего эоцена не только Западно-Сибирской равнины, но и Средней Сибири и Северного Казахстана [Волкова, Кулькова, 1985; Панова и др., 1990].

Постепенно к концу позднего эоцена (позднетавдинское время) выпадают такие теплолюбивые растения сем. Juglandaceae, как *Engelgartia*, *Cyclocaria*, *Platycarya*. Увеличивается родовое разнообразие мезофильных пород этого семейства – *Carya*, *Pterocarya*. Постоянны представители мелколиственных: *Corylus*, *Betula*, *Alnus* и сем. Ulmaceae. Из состава растительных ассоциаций исчезают Sapindaceae, Loranthaceae, Cyrilaceae и другие субтропические семейства. Состав растительных ассоциаций позднетавдинского времени свидетельствует о том, что климат изменился в сторону похолодания.

Похолодание климата в позднем эоцене наглядно иллюстрируется нижеприведенными цифрами климатических показателей. Значительно, по сравнению с оптимумом эоцена, снизилась в центральных районах равнины среднегодовая температура воздуха – до 18°C; отклонения от современных значений составили на широте 55° с.ш. около 18°, а на 70° с.ш. – около 28°C. В конце тавдинского времени средняя температура самого холодного месяца понизилась до 3–5°C. Январь продолжал оставаться теплым, но его средняя температура, по сравнению с оптимумом эоцена, значительно понизилась (не менее, чем на 5–7°C. Температура июля была близка к 22–23°C, годовое количество осадков в центральной части Западной Сибири было выше современного на 400–500 мм.

Олигоцен – ранний, средний миоцен: умеренно теплый климат

В конце позднего эоцена вследствие активизации тектонических положительных движений на-

чалась регрессия, и в начале раннего олигоцена громадный морской бассейн полностью исчез. На территории Сибири установился континентальный режим осадконакопления.

С этим временем связана планетарная смена климатического и тектонического режимов, которые обусловили новый этап в развитии растительности.

Время формирования атлымской свиты (ранний олигоцен, 37–33 млн лет). Эта свита с резким размывом залегает на породах тавдинской свиты. Флора атлымского времени характеризуется расцветом различных мезофильных листопадных древесных пород. Типичные для эоцена вечнозеленые растения здесь почти вымирают, и в ряде мест сохраняются на положении реликтов и сменяются различными хвойными (*Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, Taxodiaceae и др.), а также теплоумеренными представителями из сем. Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Ulmaceae и др.

Основной фон всех олигоценовых комплексов примерно одинаков, критерием для более дробного расчленения олигоценовых отложений являются количественные показатели отдельных таксонов и их изменения снизу вверх по разрезу. К этим таксонам относится преимущественно пыльца Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Nyssaceae и др. В небольших количествах присутствует пыльца *Quercus gracilis* и *Q. gracioliformis*. Комплекс с *Carya spackmania* меняется по площади. В северных регионах это *Myrica*, *Betula*, *Quercus*, *Juglans*. В южных районах наблюдается увеличение количества пыльцы *Carpinus perfectus* и *Liquidambar*. Климат атлымского времени изменился по сравнению с концом эоцена в сторону похолодания – от субтропического до теплоумеренного. Однако он был еще достаточно теплым, обеспечивающим развитие хвойно-широколиственных лесов (рис. 44), сходных по своему типу с современными хвойно-широколиственными лесами Восточной Азии и юго-востока Северной Америки – областей муссонного климата.

На юге Западной Сибири температуры июля не превышали, соответственно, 24°, января – 5–10°, среднегодовая колебалась около 15°C. На широте 60° с.ш. среднегодовые температуры составляли 10–12°, а в зоне тундры они также были положительными, но не превышали +5°C. В широтном же направлении шло изменение зимних и летних температур. Так, например, температура июля была выше современной на юге, в центральной части и на севере, соответственно, на 5, 7 и 20°C.

Время формирования новомихайловской свиты. На вторую половину раннего – среднего олигоцена приходится формирование новомихайловской свиты.

Состав палинокомплекса из отложений новомихайловской свиты близок к атлымскому. Здесь также господствует пыльца хвойных растений, принадлежащая сем. Pinaceae и Taxodiaceae. Из по-

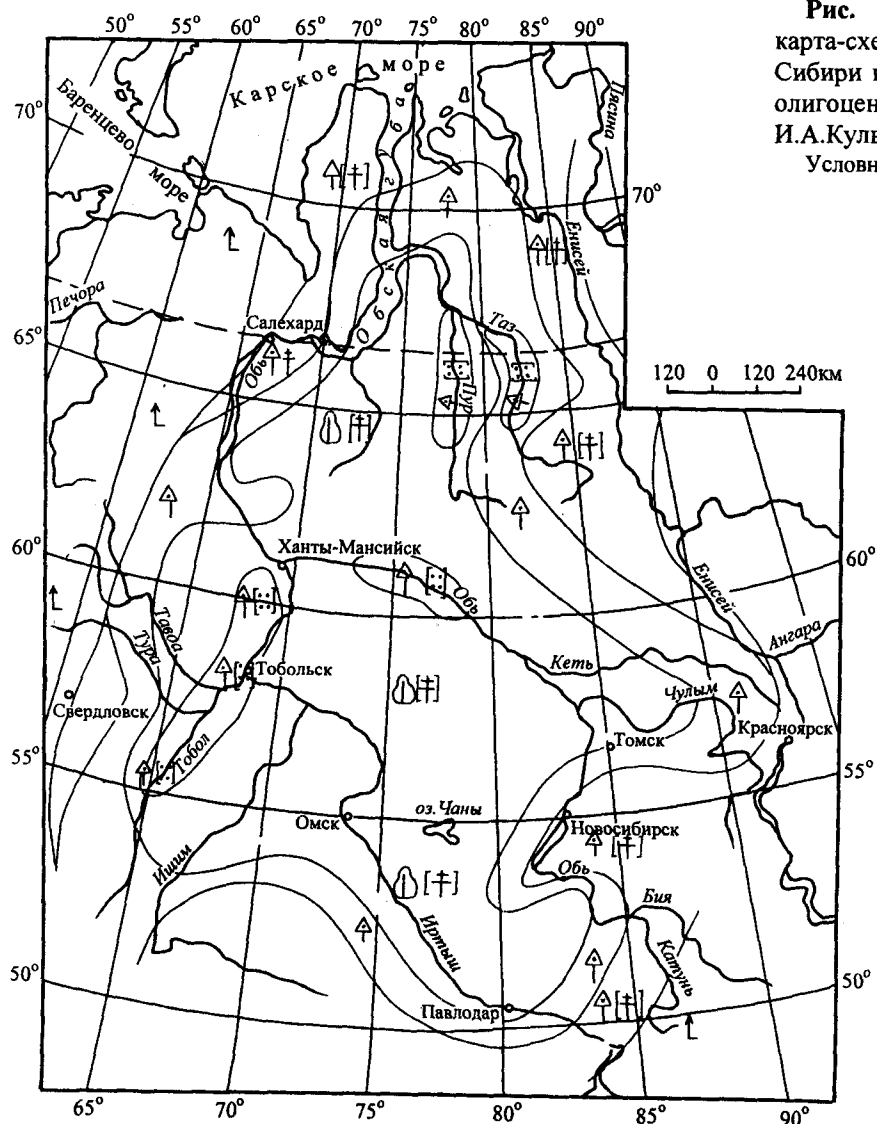


Рис. 44. Палеогеографическая карта-схема территории Западной Сибири в климатический минимум олигоцена (составили В.С.Волкова, И.А.Кулькова).

Условные обозначения см. на рис. 43

крытосеменных доминируют сем. Juglandaceae и Betulaceae с видами *Betula glacilis* и *Juglans sibirica*. Отмечено небольшое количество *Magnolia*, *Nyssa* и др. Палинокомплекс отражает распространение лесного хвойно-широколиственного типа растительности. Состав этих формаций близок к таковым атлантического времени. В целом, средний олигоцен – это время расцвета тургайской флоры. Климат среднего олигоцена был теплым и влажным.

Время формирования туртасской свиты. Это время соответствует позднему олигоцену (33–25 млн лет назад). Отрицательные тектонические движения на Западно-Сибирской плите привели к образованию огромного водного бассейна, туртасского озера-моря, которое имело связь с южным позднеолигоценовым байгубекским морем через Тургайский пролив [Шацкий, 1978].

Палинокомплекс туртасской свиты характеризуется богатством систематического состава. В нем

часто господствует пыльца хвойных пород *Taxodiaceae* и *Pinaceae*. Пыльца *Juglandaceae* и *Betulaceae* широко представлена в комплексе. Однако первое место занимает пыльца *Fagaceae*. Это новые виды *Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*. Особая роль принадлежит виду *Fagus grandifolia* Pan. Среди субтропических появляются новые виды *Liquidambar*, *Ilex*, *Nyssa*, *Symplocos*, особенно велика роль этой группы в южных районах Западно-Сибирской равнины. В целом, состав флоры позволяет сделать заключение о развитии хвойно-широколиственных лесов “тургайского” типа с участием субтропических элементов. Растительность была близка к современным апалачским хвойно-широколиственным лесам. Климат был теплоумеренным, влажным. В центральной части равнины осадков выпадало 800–900 мм, т.е. на 300–400 мм больше, чем в настоящее время. Средняя температура января в разных районах колебалась от 4 до 6°C. Январь был теплее современного.

В разных районах температура июля была выше на 4–6°C. Среднегодовая температура менялась в пределах 12–16°C.

Время формирования абросимовской свиты (ранний миоцен, 25–21 млн лет назад). По данным З.Н.Гнибиденко [Гнибиденко и др., 1991], свита имеет прямую намагниченность и соответствует 22-й магнитозоне.

Палинологический комплекс с *Quercus sibirica*, *Ulmus grassa*, *Betula cuberrecta* позволяет считать отложения одновозрастными на всей территории Сибири и Северного Казахстана, а также сопоставлять их с отложениями аквитанского века [Панова и др., 1990]. Состав и структура флоры указывают на существование хвойно-широколиственных лесов. В отличие от позднего олигоцена в лесах больше мелколиственных пород и мезофильных листопадных *Ulmus*, *Juglans*. Возросло значение прибрежно-водных травянистых растений. В целом, растительность была близка к современным южноканадским хвойно-березовым лесам. Отдельные субтропические растения существовали на положении реликтов. Климат продолжал оставаться еще теплоумеренным, но менее влажным и несколько более прохладным. Средняя годовая температура воздуха не превышала 10–12°C. Среднегодовое количество осадков составляло на севере низменности 800 мм и сокращалось к югу до 700 мм, отклонения от современных значений достигали 400–250 мм.

Киреевское время. Это время (конец раннего-начало среднего миоцена, условно 20–18 млн лет), к которому, по данным флоры, относится климатический оптимум миоцена во всей Северной Азии. В Западной Сибири шло накопление озерных и озерно-болотных отложений глин и суглинков с прослоями углей. По существу, шло заболачивание и распад на отдельные озера единого озерного бассейна, существовавшего с позднего олигоцена.

Для флоры раннекиреевского времени характерно резкое увеличение роли широколиственных и мелколиственных пород. Растительность на севере равнины была близка к современным канадским березово-ореховым лесам с участием дуба и бука. Климат продолжал оставаться теплоумеренным. Среднегодовые температуры достигали 16–18°C. Отклонения от современных значений были равны 18–20°C. В лесостепной области (55° с.ш.) они возрастали до 21–23°C. Такие температурные показатели обусловили широкое развитие хвойно-широколиственных лесов с участием березы. Эти леса занимали большие площади к северу от широтного участка р.Оби. К югу же были развиты хвойно-широколиственные леса с господством ореховых и вяза (рис. 45). Состав растительности указывает на достаточно большое количество осадков – до 800 мм в центре равнины и до 600 мм – на севере. Отклонения от современных значений, соответственно, достигали 250–300 и 500–550 мм.

Бещеульское время. Это время (средний миоцен

по стратиграфической схеме Сибири) сопровождалось оживлением тектонических движений и похолоданием климата, что обусловило обновление состава флоры.

По типовым разрезам на Иртыше (пос.Бещеул, с.Исаковка) и скважинам на юге Западной Сибири установлены три (снизу вверх) различные флоры – кожевниковская, вороновская, бещеульская, – указывающие на постепенное изменение климата в сторону похолодания.

Кожевниковская флора (начало среднего миоцена). Произошло резкое сокращение доли участия представителей семейства Juglandaceae и субтропических *Nyssa*, *Ilex*. Очень малой была роль болотного кипариса и спор, что указывает на сокращение заболачиваемости и уменьшение увлажненности. Растительность была близка к современным березово-широколиственным лесам буково-дубовых формаций Западной Европы.

Вороновская флора (середина среднего миоцена) характеризуется постепенным обогащением состава флоры ксерофитными травянисто-кустарничковыми растениями. В то же время, ведущее место стали занимать мелколиственные породы. Растительность была близка к европейским березово-хвойным лесам с участием ореховых, лещины и граба.

Бещеульская флора (конец среднего миоцена) – резкое преимущество представителей мелколиственных древесных пород. Особенно разнообразно был представлен род *Alnus*. В составе растительности сократилась доля участия бука и ореховых. Она была близка к ольховым лесам островного типа с примесью ореховых и хвойных. Были распространены луговые и лесостепные ценозы, и на смену лесам тургайского типа пришла более ксерофитная растительность. По составу растительность бещеульского времени на юге Западной Сибири была близка к северному подтипу широколиственных лесов Северной Америки. В основу определения климатических показателей бещеульского времени (в состав лесов которого входили дуб и граб) были положены климатические параметры у современной северной границы ареалов этих пород. Для конца среднего миоцена принимаются: средняя температура июля 16–18°, января 0–2°, года 8–10°C, годовое количество осадков около 700 мм. Климат бещеульского времени был переходным от умеренно теплого к бореальному умеренно теплему.

Первая половина позднего миоцена: бореальный умеренно теплый климат

К данному интервалу времени в Западной Сибири относится таволжанский горизонт с одноименной свитой и ее одновозрастными аналогами. Отложения таволжанского горизонта имеют широкое

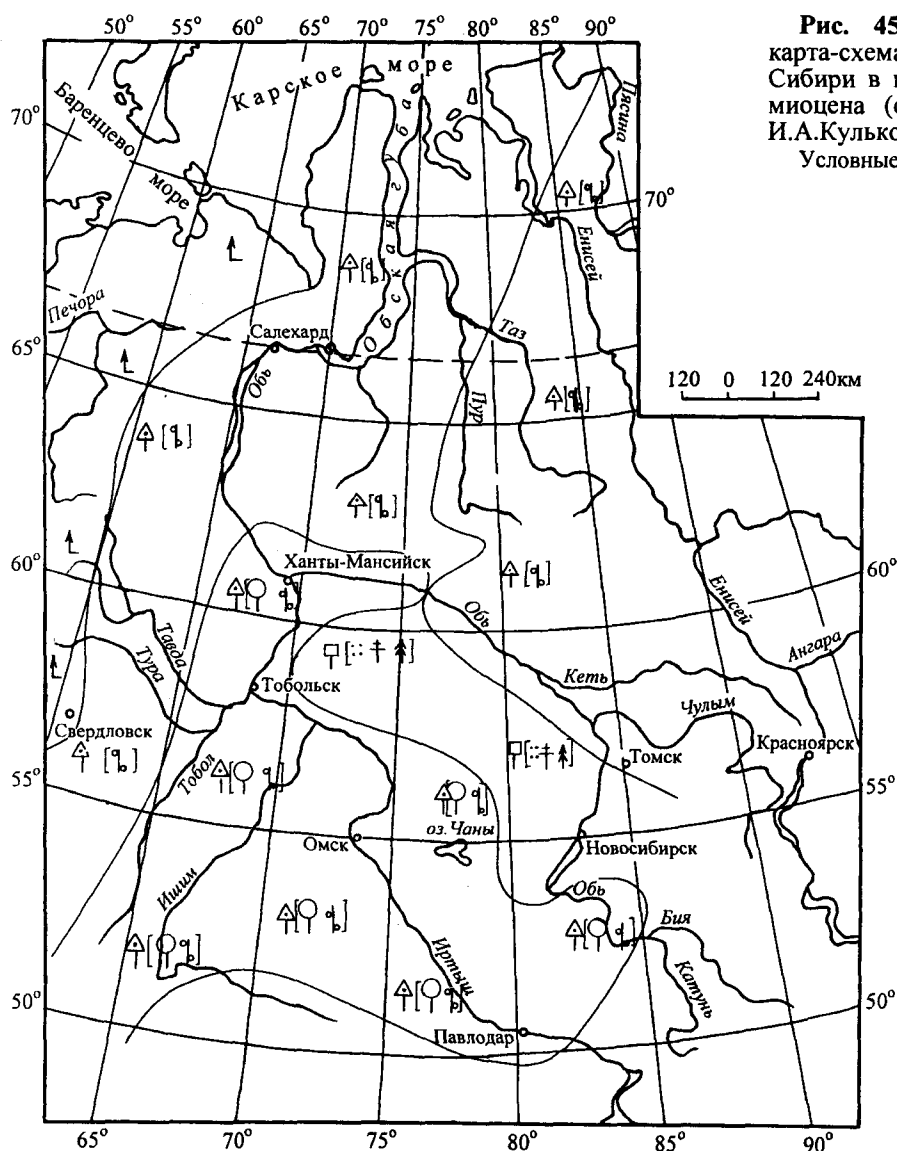


Рис. 45. Палеогеографическая карта-схема территории Западной Сибири в климатический оптимум миоцена (составили В.С.Волкова, И.А.Кулькова).

Условные обозначения см. на рис. 43

распространение на юге Западной Сибири в Кулунде, частично в Барабе. Они установлены у пос.Малый Калкаман, у с.Исаковка и в обнажениях у г.Павлодар. Таволжанская свита (одноименного горизонта) представлена преимущественно зеленовато-серыми монтмориллонитовыми глинами с мергельными конкрециями и марганцево-железистыми бобовинами, друзами гипса, прослоями мергеля. Характер осадков указывает на изменение климата в сторону увеличения сухости. Палеомагнитные данные, полученные З.Н.Гнибиденко [1989], показывают, что отложения относятся к 13–8-й магнитным зонам. Отложения охарактеризованы остатками крупных млекопитающих анхитериевого комплекса и содержат остракоды, позволяющие датировать их средним–верхним миоценом.

Состав флоры таволжанского горизонта значительно беднее состава тургайской флоры. Сократилась роль хвойных и мелколиственных пород. Среди последних уменьшилось значение ольхи и воз-

росла роль березы. Из широколиственных в составе флоры принимали участие дуб, вяз, липа, появились маревые, полыни. Сократилось содержание водных и водно-болотных форм.

В распределении растительных формаций с севера на юг наметилась четкая зональность. На Обь-Иртышском междуречье были развиты мелколиственные леса из березы, ольхи, вяза с примесью дубов и ореховых.

Современными аналогами ландшафтов центра Западной Сибири условно являются березовые леса с примесью дуба и вяза низовьев р.Святого Лаврентия в Канаде, где средние температуры июля составляют около 20°, января -10°С, года 5°С. К югу, на территории Омского Прииртышья, Барабы и Кулунды, леса сменялись лесостепью. Степные ксерофитные ценозы приобрели важное значение. В целом, состав травянистых растений был представлен более разнообразно, чем в бещеульское время. На юге господствовали два типа формаций – остров-

ные леса и степные полусаванные формации. Годовая сумма осадков в центральной части составляла 500–600, на юге до 300 мм. Климат становился более континентальным и сухим, обеспечивающим существование ксерофитной растительности на юге Западно-Сибирской равнины.

Вторая половина позднего миоцена – ранний плиоцен: семиаридный и аридный климат

К позднему миоцену отнесены озерные и субаэральные отложения павлодарского горизонта. На территории Западной Сибири отложения павлодарского горизонта к северу от 57° с.ш. пока не установлены. В стратотипическом разрезе отложения представлены глиной, сменяющейся песком и алевроитом с включениями остатков крупных млекопитающих. Состав фауны из этого горизонта позволяет сопоставить ее с туроллийской гиппарионовой фауной [Вангенгейм и др., 1984]. По данным З.Н.Гнибиденко [Гнибиденко и др., 1991], установлено, что отложения с павлодарским комплексом фауны принадлежат к палеомагнитным эпохам 7-, 6-й (хронозоны 3Bг и 3Ar) и 5-й (хрон-3А) в объеме 7,7–5,5 млн лет.

Позднепавлодарское время. По данным В.С.Зыкина [1982], в позднепавлодарское время установлена фаза глубокой аридизации климата, которая проявилась в редукции гидросети на юге равнины, заполнении речных долин эоловыми красноцветными карбонатными отложениями. В.С.Зыкин сопоставляет его с мессинским кризисом солености. К этому времени полностью вымирает павлодарская фауна, которая сопоставляется с туроллийским фаунистическим комплексом Европы.

Спорово-пыльцевые характеристики всех литологических разностей павлодарского горизонта очень бедные. Установлено резкое сокращение в спорово-пыльцевых спектрах количества пыльцы древесных пород и увеличение пыльцы кустарников. Спектры глин павлодарской свиты на 80% состоят из пыльцы трав и кустарников, представленных сем. *Chenopodiaceae*, *Roaceae*, *Plumbaginaceae*, родами *Artemisia* и *Ephedra* и группой разнотравья *Fabaceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*. Широколиственные породы в спектрах представлены пылью дуба и вяза. Кустарники и кустарнички разнообразны: *Aralia*, *Hartzi*, *Andromeda*, реже *Diervilla* и *Sambucus*. Большое участие в составе ископаемых флор принимают современные виды.

Растительность представляла собой марево-полюнные степи и полупустыни с эфедрой, по долинам рек на востоке равнины были распространены дуб, вяз, береза. Современные аналоги этих ландшафтов близки восточнокитайским формациям.

Климат был аридный, особенно в конце павлодарского времени. Об этом же свидетельствует об-

лик отложений. Преобладают яркие окраски, пеллитовые фракции. Все это указывает на седиментацию в обстановке аридного климата в условиях сухих солончаковых степей и даже полупустынь, а также ландшафтов, близких к саванне с неглубокими солончатоводными озерами и со слаборазвитой речной сетью.

Подобная обстановка павлодарского времени в южной части равнины характеризовалась следующими особенностями: температурные условия были выше, а количество осадков меньше современных. Так, в Среднем Прииртышье за год выпадало осадков на 250–300 мм, а на юге на 100 мм меньше, чем сейчас.

На ранний плиоцен (5,4–3,5 млн лет назад) по схеме В.С.Зыкина [Зыкин и др., 1989] приходится два горизонта – новостаничный с набором свит и битекейский.

Новостаничный горизонт представлен озерными и речными отложениями, имеющими широкое распространение в Омском и Павлодарском Прииртышье. В состав горизонта включены нижнеандреевские (сперановские) слои, новостаничная, черлакская (рытовская, по В.С.Зыкину [1989]) и крутогорская свиты.

Андреевское время. Оно охарактеризовано сперановской палинофлорой, отражающей существование двух формаций: степной и лесной [Волкова, 1984, 1986]. В составе древесной растительности, занимающей очень малую площадь, принимали участие ель, пихта, различные виды сосен. Из широколиственных пород – *Carpinus*, затем *Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Vitis*, *Morus*, *Comptonia*. Присутствие реликтов в сперановской флоре сближает ее с флорами конца миоцена, хотя уже 80% форм принадлежит западносибирским видам растений. Климат начала плиоцена был более прохладным и влажным, чем в конце миоцена, но значительно теплее современного. Судя по данным разрезов в Омском Прииртышье, растительные формации лесного и лесостепного типа были близки к современным причерноморским лесостепям. Среднегодовая температура была достаточно высокой – 7–9°C, июля 22°, января -8°C. Зимний период был, вероятно, коротким. Количество осадков достигало 500–550.

Новостаничное время. Позднее, в новостаничное время, началось заболачивание озерных водоемов, формирование новостаничных слоев – суглинков с погребенными почвами, переполненными раковинами моллюсков (новостаничный комплекс, по В.С.Зыкину [1989]). В составе растительности большую роль играла ель, в меньшей степени принимали участие мелколиственные породы – *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*. Локальные ценозы отличались большим разнообразием прибрежно-водных и водных растений. По общему характеру растительность была близка к современным маньчжурским лесостепям или степям. Температура июля достигала 18–20°,

января -24° , среднегодовая не превышала $3-2^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков достигало 400–450 мм, т.е. было близко к современному. Относительно высокие среднегодовые температуры и короткие периоды зимы обусловили существование отдельных элементов широколиственных лесов, а в водоемах – теплолюбивых моллюсков.

Рытовско-пешневское, или черлакское время (4,9–4,4 млн лет назад). Оно характеризуется более теплым и сухим климатом. В Омско-Тарском Прииртышье отложения, в основном мергельные глины, совершенно лишены макроостатков (плодов и семян) флоры. Спорово-пыльцевые спектры чрезвычайно бедны. Обнаружены единичные зерна травянисто-кустарниковых растений-ксерофитов из сем. Asteraceae и Chenopodiaceae. Резко окислительная среда была крайне неблагоприятной для фоссилизации растительных остатков. Мергельные глины являются свидетелями жаркого сухого климата пустынь. За современный аналог ландшафтов можно принять пустыни в районе Амударьи, где в настоящее время температура июля достигает $28-32^{\circ}$, а января колеблется от 0° до 4°C . Отклонения температур в лесостепной зоне (55° с.ш.) достигали в июле $9-13^{\circ}$, в январе 23°C , т.е. январь был также теплее. По-видимому, достаточно высокими были и среднегодовые температуры (около $9-12^{\circ}\text{C}$), т.е. они были выше современных на $9-10^{\circ}\text{C}$. Эти климатические характеристики позволяют допускать распространение опустыненных степей и пустынных формаций до 56° с.ш. В.С.Зыкин считает, что с этим отрезком времени был связан климатический оптимум плиоцена.

Крутогорское время. В последующее, крутогорское, время климат был прохладнее, чем в рытовско-пешневское (черлакское). Температура января понизилась до $-17-18^{\circ}\text{C}$, июля до 20°C , а среднегодовая до $1,7^{\circ}\text{C}$. Эти температуры обеспечили дальнейкое продвижение на север злаково-разнотравных формаций. Климат продолжал оставаться теплее современного.

Битекейское время. Во вторую половину раннего плиоцена (4,3–3,5 млн лет) в южной части равнины климат был значительно теплее современного. Он менялся от семиаридного плиоценового, когда в составе лесостепных формаций существовали широколиственные – дуб, вяз, орех и др., – до аридного (пустынного) и семиаридного, близко к современному. В начале битекейского времени температура января колебалась от -8° до $+8^{\circ}$, июля от 20° до 24°C , среднегодовая была достаточно высокой ($8-11^{\circ}\text{C}$). В период аридизации климата температурные показатели были близки к таковым современных пустынь. Отклонения температур от современных на юге равнины составляли: в июле 4° , в январе 25°C , среднегодовые были выше современных на $6-9^{\circ}\text{C}$. Таким образом, для раннего плиоцена установлено два исключительно теплых интервала. Первый приходится на рытовско-пешневское время, второй – на битекейское.

Поздний плиоцен:

бореальный и арктический климат

На рубеже позднего плиоцена (около 3,0–2,3 млн лет назад) произошло оживление тектонических движений, обновление врезов речных долин, формирование новой генерации аллювия (подпуск-лебяжьиные слои). С этого периода началось постепенное изменение климата в сторону похолодания. В лесной зоне из состава древесных выпадают широколиственные породы. Сохраняется только вяз. Широкое развитие получает береза, а в конце этого времени началось заболачивание территории и расселение сфагновых, а также зеленых мхов. Среднегодовая температура по сравнению с битекейским временем понизилась и достигала $2-2,5^{\circ}$, температура января $-16-18^{\circ}$, июля $+20^{\circ}\text{C}$. В Павлодарском Прииртышье в это время широкое распространение получают степные и лесостепные ландшафты, близкие к современным, чего нельзя сказать о климатических характеристиках. Так, среднегодовая температура в Павлодарском Прииртышье была выше современной на $1,7^{\circ}\text{C}$, а на широте 55° с.ш. – на $2,5^{\circ}\text{C}$. Летние и зимние температуры могли превышать современные в пределах 1°C . Начиная с рубежа 2,5 млн лет, наступило прогрессирующее похолодание климата. Расположение границ ландшафтных зон и их структура на юге равнины становились близкими к современным.

Резкое похолодание климата установлено в интервале 1,8–1,6 млн лет. По своей структуре оно было равно похолоданиям ледниковых эпох. С этим периодом связано развитие сплошной многолетней мерзлоты, распространение морских льдов Полярного бассейна [Волкова, Баранова, 1980] и развитие на севере Западной Сибири первого материкового оледенения.

Динамика ландшафтно-климатических условий в Западной Сибири на протяжении палеогена и неогена представлена на рис. 46.

Эоплейстоцен и плейстоцен³

Четвертичная система принимается в объеме биостратиграфической зоны *Globorotalia truncatulinoides* с нижней границей по палеомагнитному эпизоду Олдуей на уровне 1,65 млн лет назад. Система подразделяется на два раздела: эоплейстоцен и плейстоцен, которые, в свою очередь, расчленяются на звенья. Последние состоят из ледниковых и межледниковых горизонтов [Решения ..., 1990].

³ Раздел написан С.А.Архиповым, И.Д.Зольниковым, В.С.Зыкиной, А.А.Круковером.

некочковской подсвитой, или убинским (ерестнинским) веком.

Осадки эоплейстоцена (озерные, озерно-аллювиальные, субазральные) широко распространены на юге и юго-востоке Западной Сибири примерно до 56° с.ш. [Мартынов, 1957, 1962, 1966]. В центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины эоплейстоцен достоверно не установлен [Архипов, 1971]. Поэтому судить о ландшафтах на этой огромной территории можно лишь косвенно, с учетом растительной зональности, которая уже была на юге равнины [Архипов, Волкова, 1994; Волкова, 1977].

В позднекочковский (убинско-ерестнинский) век отмечается первая значительная фаза похолодания. С этим временем связана смена лесотундровых ландшафтов (березовые редколесья с участием кустарничковой березы с небольшой примесью ели и сибирского кедра) тундровыми и тундростепными перигляциального типа с арктической флорой. Эти ландшафты мигрировали в зону современной лесостепи и даже, возможно, занимали часть степных районов [История ..., 1970; Архипов, 1971; Волкова, 1977]. В Барабе в лесостепной зоне в начале убинского века были широко распространены березовые леса с примесью карликовой березы, ольхи, ели и сибирского кедра, а также зеленомошные болота, а в конце – тундростепи перигляциального типа с арктической флорой. На Среднем Енисее в современной лесной зоне в это время существовали северотаяжные и лесотундровые ландшафты. Они свидетельствуют, вероятно, о климате, сходном с климатом самаровского оледенения.

Палеотериологический материал эоплейстоценового возраста представлен преимущественно остатками мелких млекопитающих. Находки костей крупных млекопитающих единичны. В.С.Зажигин [1980] выделил и детально описал два фаунистических комплекса – кизихинский (первая половина эоплейстоцена) и раздольинский (поздний эоплейстоцен). Местонахождения фауны располагаются в современной степной зоне. Фауна обоих комплексов имеет степной облик. Сравнительно большое число гигрофильных элементов в составе кизихинского комплекса свидетельствует, по мнению В.С.Зажигина, об относительно более влажном климате начала эоплейстоцена по сравнению с позднеплиоценовым. С этим согласуются некоторые особенности видового состава раздольинского комплекса. Находки *Palaeoloxodon* sp., своеобразной широкопалой лошади, и высокая численность лесных полевок рода *Clethrionomys* позволяют предполагать, что в позднем эоплейстоцене в южных степных районах Западной Сибири имело место некоторое увеличение влажности и более широкое распространение на общем степном фоне островных лесов [Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980]. Возрастным аналогом раздольинского комплекса является скородумская фауна, местонахождения которой [Скородум, Романово, Крапивы, Надцы и

др., ~ 57–59° с.ш.] приурочены к аллювиальным отложениям Нижнего Иртыша в районе Тобольска [Смирнов и др., 1986; Круковер, 1990]. В составе скородумской фауны, кроме форм, характерных для раздольинского комплекса, присутствуют также лемминги двух триб (*Lemmini* и *Dicrostonyxini*); их совместное нахождение со степными формами позволяет реконструировать тундростепные ландшафты, существовавшие в позднем эоплейстоцене на месте современной таяжной зоны.

Таким образом, в эоплейстоцене (позднекочковский век) устанавливаются два климатических ритма.

Ранний – предположительно с Олдувейского рубежа – достаточно прохладный, но близкий к современному как по температурному режиму, так и по пространственному размещению растительных зон. Можно полагать, что в центральной и северной частях Западно-Сибирской равнины располагалась зона таяжных лесов, а вдоль побережья арктических морей – лесотундра и тундра.

Поздний ритм соответствовал условиям ледниковья со свойственным им смещением растительных зон – лесотундры и тундры – с севера на юг до 53–55° с.ш. в зону лесостепи и степи [История ..., 1970; Архипов, 1971; Волкова, 1977]. Для этого времени, по данным палинологии, установлены следующие климатические показатели: температура января в лесостепной области достигала -30°, отклонения от современных значений были высокими и равнялись -11,5°C, температура июля не превышала 8–11° и была ниже современных на 8–10°C. По мнению В.С.Волковой [Волкова, 1977, 1984, 1986], такие большие температурные отклонения могли быть обусловлены только развитием покровного оледенения на севере равнины, хотя достоверные ледниковые отложения этого века пока не установлены.

Плейстоцен

Плейстоцен начинается в региональных западносибирских схемах четвертичных отложений с основания красnodубровской свиты (вяткинских слоев) на юге и талагайкинской свиты (горнофилинских слоев) в северной половине Западно-Сибирской равнины. Формально эта граница привязана к рубежу 0,73 млн лет, на котором происходит смена современной палеомагнитной эпохи Брюнес инверсионной эпохой Матюяма. В действительности, эта граница располагается геохронологически ниже. Так, из подошвы вяткинских слоев известна ТЛ-дата 980±100 тыс. л.н., а из основания горнофилинских 1250 (1300)±250(300) тыс. лет назад. Слои относятся к палеомагнитной эпохе Матюяма, в их верхах устанавливается эпизод Харамильо (устное сообщение З.Н.Гнибиденко). Поэтому в Западной Сибири начало плейстоцена целесообразно связывать с эпизодом Харамильо, около 0,9 млн лет назад [Архипов, 1987; Зубаков и др., 1987].

Ранний плейстоцен. В официальной схеме [Решения..., 1990] сохраняется архаичная структура нижнего плейстоцена, подразделяющегося на два горизонта: талагайкинский (межледниковый) и шайтанский (ледниковый). По последним данным, в нижнем плейстоцене устанавливается не одно, а три оледенения. Древнейшее мансийское (авдотинское, по В.С.Волковой и др., [1988]) оледенение, обнаруженное вблизи границы Брюнес / Матуяма, предшествовало талагайкинскому межледниковью и было, вероятно, первым в плейстоцене после ерестнинского (убинского) похолодания. Их разделяет теплый климатический интервал в горнофилинское время.

Далее, вслед за талагайкинским веком, последовало двухфазное шайтанское оледенение с тильтимским межстадиалом. Таким образом, устанавливается шесть (а не два) палеоклиматических ритмов и соответствующих им горизонтов климатостратиграфического обоснования. Геохронологически ранний плейстоцен попадает в интервал от 0,9 (1,0) до 0,4 млн лет назад [Архипов, 1987, 1989а, б; Решения ..., 1990].

Горнофилинское межледниковье. Самым древним является межледниковый горнофилинский ритм. С ним связано формирование горнофилинского горизонта, который объединяет древнейшие аллювиальные отложения и евсинский педокомплекс в лёссово-почвенном разрезе, представленный своеобразными луговыми и лугово-черноземными почвами. По их морфотипу [Зыкина, 1986; Волков, Зыкина, 1991; Решения ..., 1990] можно судить о климате с более высокой теплообеспеченностью и большим, по сравнению с современным, количеством осадков.

Данные карпологического анализа горнофилинских отложений указывают на климат, близкий к современному или теплее его. Этот вывод подтверждается и палинологическими материалами. В центральных районах Западной Сибири и в низовьях Иртыша существовала южнотаежная растительность с участием липы и вяза. Климатограммы горнофилинского века показывают, что температура июля была 18°, января -15 ÷ -18°C. Отклонения от современных температур соответственно, 3° и 2°C. Климат был теплее современного [Волкова, 1991; Архипов, Волкова, 1994].

Мансийское оледенение. В первый ледниковый мансийский горизонт, кроме установленных в ледниковой зоне морен, входят озерные осадки нижней пачки федосовской свиты и салаирский лёсс (нижняя пачка субэдральных лёссовидных суглинков красnodубровской свиты), распространенные в приледниковой и внеледниковой областях. Мансийский горизонт в стратотипе (скв.1Б около аэропорта в г.Ханты-Мансийске) представлен двумя слоями валунных суглинков, разделенных пачкой песков с гравием [Архипов, Куликов, 1989; Волкова и др., 1988]. Для ледниковой толщи установлена смена растительных фаз от тундры-лесотундры с

заболоченными березовыми редколесьями к северной тайге (верхи межморенных песков) и вновь к лесотундровым ассоциациям [Волкова и др., 1988]. Эти данные свидетельствуют о том, что климат в низовьях Иртыша был более суровым, чем современный. Он отвечает климатическим условиям, типичным для плейстоценовых ледников (рис. 47). Заметим, что нижняя пачка федосовской свиты также охарактеризована спектрами перигляциального, тундростепного типа [Ершова и др., 1970].

Талагайкинское межледниковье. Отложения наступившего затем талагайкинского межледниковья содержат ископаемые флоры типа "диагональных" песков, а спорово-пыльцевые данные указывают на развитие среднетаежных лесов [Архипов, Волкова, 1994]. В талагайкинском климатическом оптимуме в Западной Сибири существовала растительная зональность, близкая к современной. Климат был умеренно бореальным, среднегодовые температуры были на 1,5°C выше современных [Волкова, 1991].

Шайтанское оледенение. Ко второй половине нижнего плейстоцена относится шайтанское двухфазное оледенение с межстадиалом внутри последнего. Соответственно выделяются два ледниковых горизонта – азовский (нижнешайтанский) и низямский (верхнешайтанский) – и разделяющий их тильтимский (болгохтохский) межстадиальный горизонт [Троицкий, 1979; Крюков, Федорченко, 1975; Комаров, 1986; Архипов, 1987].

Палеогеография шайтанского оледенения вырисовывается уже достаточно полно. Судя по распространению шайтанских морен от Южного Ямала на юг по Оби до Ханты-Мансийска, от Северного Урала, Северной Сосьвы, Казыма, Полуя во внутренние районы равнины – в низовья Надыма, Пура, Таза и Мессо и далее к востоку до Енисейского залива и Норильского района, а по Енисею – до Подкаменной Тунгуски и Келлюг-Теульческой возвышенности, весь север Западной Сибири до 62–64° с.ш. дважды покрывался ледяным панцирем [Троицкий, 1979, с. 231]. Шайтанский ледниковый покров вызывал подпрудные явления, инициируя возникновение подпрудно-ледниковых бассейнов. Лишь южные приподнятые предалтайские, приобские и, возможно, приказахстанские равнины не заливались подпрудными водами, и в их пределах шла субэдральная аккумуляция лёссовых покровов – пачек лёссовидных суглинков красnodубровской свиты и ее аналогов.

В шайтанские ледниковые фазы, судя по палинологической характеристике нижней и верхней пачек семейкинской свиты [Основные этапы..., 1980; Ершова и др., 1970; Волкова, 1977], в центральных, ныне таежных, районах Западно-Сибирской равнины существовали тундровые и лесотундровые ландшафты, которые сменялись южнее заболоченными редколесьями и лесостепями с березовыми и еловыми редколесьями. Миграция к югу границы лесотундровой зоны достигала 7–8°

Стратиграфическая шкала				Опорный разрез	Региональные ландшафтно-климатич.характер-ки					Качественная оценка климатических изменений			
Система	Раздел	Звено	Горизонт		Тундра	Лесо-тундра	Северная тайга	Сред. тайга	Южная тайга				
										холодно сухо	соврем. уровень	тепло влажно	
Четвертичная	Плейстоцен	Нижнее	Талагайкин-ский	Скв. 16									
			Мансийский										
			Горнофилин-ский										

Рис. 47. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий для мансийского горизонта (составил С.А. Архипов)
Условные обозначения см. на рис. 36.

по широте (около 800 км), что позволяет предполагать, что июльские температуры были на 4–6°C ниже современных. К югу от Ханты-Мансийска они были равны 12–14°C. Температура января была в среднем около -29°, а среднегодовая ниже современных на 7–8°C [Волкова, 1991; Архипов, Волкова, 1994].

Тильтимский интерстадиал. Палинологическая характеристика тильтимских отложений фрагментарна. По Е.Е.Гуртовой [1975], в тильтимское время в районе Мужинского Урала (примерно 64° с.ш.) существовала арктическая пустыня. В бассейне Нижнего Енисея, на р.Туру-хан, в скв. 24 (около 66° с.ш.) для средней пачки болгохтохской свиты (по В.В.Комарову [1986]) ранее были описаны спектры, позволяющие реконструировать лесотундровые ландшафты [Архипов, Матвеева, 1964]. Южнее, в долине Енисея, в устье р.Подкаменная Тунгуска, из предположительно синхронных отложений нижнебелоярских слоев получены палинологические данные, свидетельствующие о широком развитии березовых лесов с елью, что говорит о климатических условиях, близких к современным [Архипов, Матвеева, 1964]. В разрезе относимой к этому же времени семейкинской свиты в скв.120, пробуренной на Аганской возвышенности северо-восточнее г.Сургута и расположенной у северной границы средней тайги, В.С.Волковой установлена фаза кедрово-сосновых лесов, сходных с современной среднетаежной зоной [Архипов, Волкова, 1994].

Таким образом, в тильтимское время растительные зоны были несколько смещены к югу, тип растительной зональности соответствовал межледниковому времени, климат, вероятно, был близок к современному.

Местонахождения ископаемой териофауны (преимущественно мелких млекопитающих) раннеплейстоценового возраста известны главным образом из южных районов Западной Сибири, где они приурочены к нижним слоям краснодубровской свиты. Наиболее крупное местонахождение, связанное с аллювием (вяткинские слои), расположено на левом берегу Оби у с.Вяткино; другие местонахождения (у сел Белово, Гоньба и Малиновка) приурочены к горизонтам палеопочв евсинского, беловского и шадрихинского педокомплексов [Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980; Зыкина, Круковер, 1988; Архипов и др., 1989; Волков и др., 1990; Круковер, 1991]. В составе фауны этих местонахождений, относимой к вяткинскому комплексу, значительное место занимают степные формы – суслики, цокоры, полевки трибы *Lagurini*, составляющие 30–80% от общего числа костных остатков. Обитатели околотовных и лесных биотопов представлены единичными экземплярами; остальные формы относятся к широко распространенным интразональным видам. Видовой состав вяткинского комплекса млекопитающих свидетельствует о том, что в раннем плейстоцене на юге Западно-Сибирской равнины преобладали открытые степные ландшафты со сравнительно аридным климатом.

Средний плейстоцен. Средний плейстоцен объединяет четыре горизонта. Радиометрический возраст определяется от 400 до примерно 135 тыс. лет.

Тобольское межледниковье. Началу среднего плейстоцена отвечает одно из самых продолжительных межледниковий – тобольское. Тобольский межледниковый горизонт включает аллювиальные и озерные отложения, а также их морские аналоги: обские (туруханские) слои (свиты), которые по комплексам фораминифер сопоставляются с гольштейном Западной Европы [Гудина, 1976]. Радиометрический возраст (определенный ТЛ и ЭПР методами) морских и аллювиальных отложений находится в интервале от 380 (390)±65(80) до 270(260)±23(54) тыс. л.н. [Архипов, Линке, 1987].

Это позволяет допускать соответствие этого горизонта 9-й изотопно-кислородной стадии, хотя возможна корреляция и с 9–11-й стадиями. В это время север равнины заливался морской трансгрессией; на суше существовала хорошо развитая речная сеть. В таежной области, простиравшейся на север до побережья моря у 64–65° с.ш. шло торфо-накопление. В южных районах отмечено интенсивное почвообразование (шпиуновский педокомплекс), формировались почвы черноземного ряда, облик которых свидетельствует о климате умеренно теплом и влажном [Зыкина, 1986; Волков, Зыкина, 1991]. Отвечающие межледниковью обские (туруханские) морские отложения содержат арктобореальные комплексы фораминифер. Это позволяет допускать, что обско-туруханский бассейн по сравнению с современными ассоциациями бентосных фораминифер Баренцева и Карского морей был несколько тепловодней. Температура придонных вод в палеобассейне оценивается В.И.Гудиной [1976] в пределах 0–1°C.

Палинологическое изучение морских отложений [Гуртовая, 1975] позволяет реконструировать сначала северную тайгу (березово-еловые леса с участием кедра и сосны), а затем среднюю тайгу, состав которой изменялся от кедрово-еловых лесов с участием пихты, березы и сосны с незначительным травянистым покровом к господству елово-кедровых лесов с участием березы и сосны. Время существования среднетаежных лесов Е.Е.Гуртовая относит к оптимуму тобольского межледниковья. В последующее поздне- и послетобольское время, согласно палинологическим данным, происходило замещение средней тайги в районе Мужинского Урала северной тайгой – лесотундрой и тундрой.

Палинология аллювиальных и озерных осадков тобольской свиты изучена фрагментарно. На спорово-пыльцевых диаграммах, составленных по разрезам 18 и 19 Кормужихантского яра [Архипов, Вотах, 1982] в районе Белогорья (62–63° с.ш.) выявлена одна палинологическая зона, позволяющая реконструировать растительность типа средней тайги, смешанных хвойно-березовых лесов. Вероятно, они произрастали во время тобольского климатического оптимума по аналогии с районом Му-

жинского Урала. Для расположенных южнее (на 1,5–2°) Тобольского Прииртышья и Среднего Приобья (внеледниковая зона) в оптимум отмечается широкое распространение южнотаежных сосново-березовых и березово-сосновых лесов [Волкова, 1977].

На Енисее, у южной окраины Енисейской депрессии, тобольская (туруханская) аллювиальная свита изучена О.В.Матвеевой в обнажении Бахтинского яра и в скв.5, 6 и 17 [Архипов, Матвеева, 1964]. В начале межледниковья существовали хвойные еловые леса с большим участием березы, примесью сосны, кедра и пихты, с обилием папоротников, лесных плаунов и луговой растительностью (рис. 48). Климат был влажным и умеренно теплым. Затем, возможно, где-то в средней части межледникового века, тайга уступает место березовым лесам с примесью ели и обильным травянистым покровом. Изменение в составе лесов О.В.Матвеева связывает с некоторым иссушением климата. Во вторую половину туруханского (тобольского) межледниковья в долине Нижнего Енисея отмечается новый расцвет темнохвойной тайги, в которой доминировала ель. Эта фаза отвечает, по ее мнению, оптимальным климатическим условиям.

Итак, в целом, в тобольский климатический оптимум среднетаежные леса смещались к северу примерно до широты 65° и произрастали вдоль побережий обского (туруханского) моря. Центральные районы Западно-Сибирской равнины до широты Тюмени и Томска были заняты южной тайгой, а далее к югу простирались широтно вытянутые зоны лесостепи и степи, границы которых также были сдвинуты на 3–4° к северу. В.С.Волкова [1991] отмечает высокое содержание пыльцы ели (до 50%) в спектрах из района Среднего Приобья, что превышает ее содержание в рецентных пробах в 5 раз. Это свидетельствует, наряду с широким распространением сосново-кедровых лесов в сочетании с елово-пихтовыми ассоциациями, о существенном (почти вдвое) увеличении среднегодового количества осадков. Среднегодовые температуры, по ее мнению, были выше современных на 10°C. Зимние сезоны с температурой января -11÷-13° были короче и теплее почти на 7–9°C по сравнению с современными, летние сезоны были продолжительнее, более влажные и умеренно теплые. Средняя температура июля не превышала 18°C, что близко к современным значениям для центральной таежной зоны Западной Сибири.

Самаровское и тазовское оледенения. Последующей части среднего плейстоцена отвечают самаровский и тазовский ледниковые этапы и разделяющий их *ширтинский межстадиал* (межледниковье?). Возраст самаровского этапа по ТЛ определен от 260(270)±56 до 190(180)±40 тыс. лет и сопоставляется с 8-й изотопно-кислородной стадией.

Палеогеографическая обстановка ледниковых эпох (самаровской и тазовской) определилась двухфазным распространением ледниковых покро-

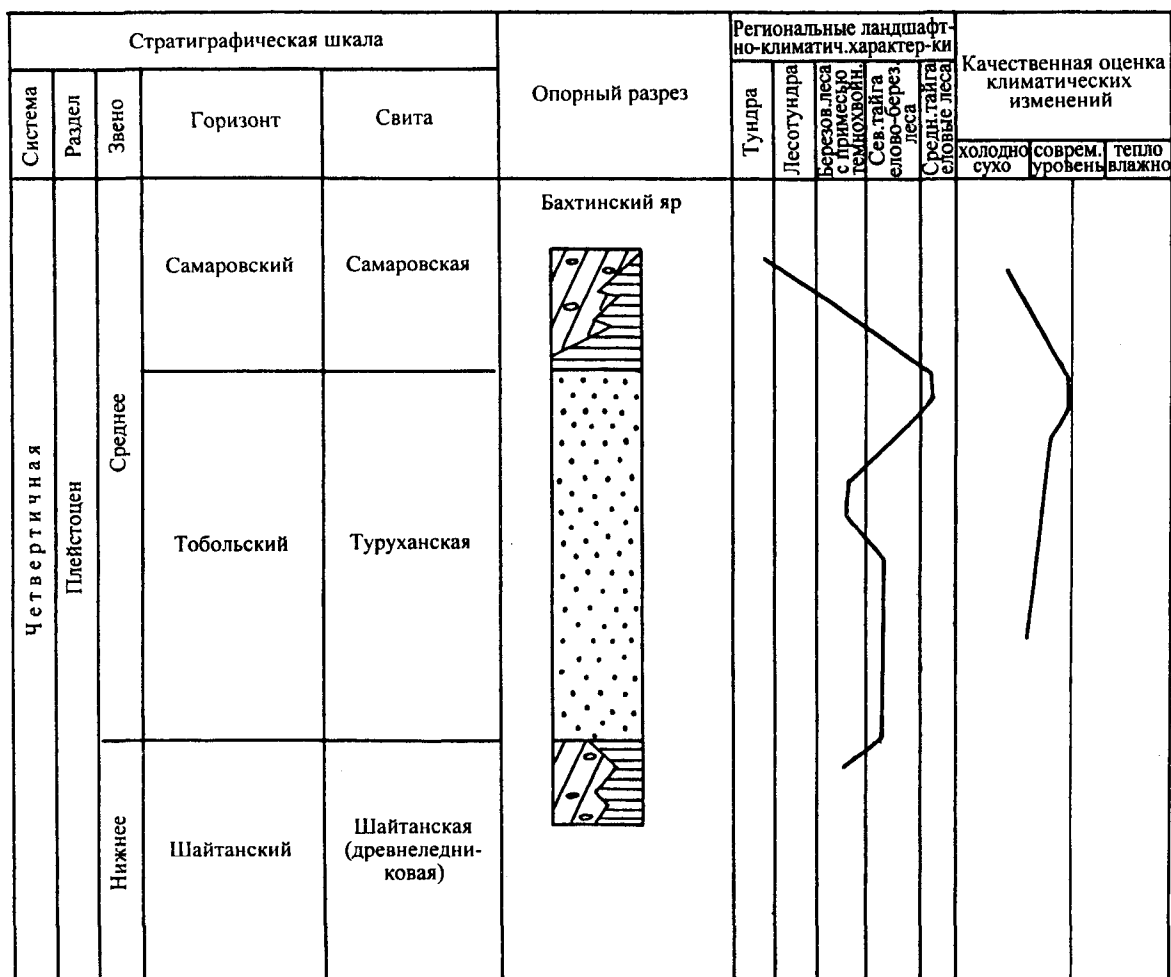


Рис. 48. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий для тобольского горизонта (составил С.А.Архипов)

Условные обозначения см. на рис. 36

вов, которые радикально влияли также на всю природу внеледниковых районов Западной Сибири (к югу от 59–60° с.ш.).

Внутренние низменные районы становились ареной подпрудно-озерной, а периферийные южные приподнятые равнины – субазральной аккумуляции в условиях глубоко нивального климата. Происходила драматическая перегруппировка растительного мира. Погибали таежные леса. Тундровые арктические и субарктические растения мигрировали на 1000 км к югу, в современные лесостепи, степи. Последние изменяли свой облик. В целом это были либо перигляциальные сильно заболоченные тундры, либо тундростепи, не имеющие современных аналогов. Не исключено, что в максимум развития оледенений могли появляться и арктические пустыни, а среднегодовые температуры снижались на 7–8°C относительно современных [Волкова, 1977, 1991].

Вместе с тем, холодный климатический ритм самаровского оледенения отчетливо распадается на два этапа [Архипов, Волкова, 1994]. Между ними в

разрезах самаровских отложений на Енисее (Завальный яр, скв.8/3, Оплывной яр) устанавливается фаза, которая была ранее обнаружена Т.П.Левиной [История..., 1970] и А.И.Пермяковым [Архипов, Матвеева, 1964]. Она была описана ими как фаза березовых лесов с примесью сибирского кедра, сменившихся затем кедрово-еловыми лесами. Аналогичный тип растительности установлен В.С.Волковой, изучавшей керн скв.120, 28 и 29, пробуренных на Аганской возвышенности (северо-восточнее г.Сургута, на междуречье притоков Оби – Агана и Коликьегана). Озерные осадки, залегающие между двумя самаровскими моренами и датированные ТЛ методом в 240 ± 15 тыс. л.н., содержат спектры, свидетельствующие о развитии березовых лесов с кедром и сосной.

Внутрисамаровское потепление климата относится к так называемому лягинскому межстадиалу, впервые установленному на Оби в разрезе Карымкарского яра [Ледниковая геология..., 1978; Решения..., 1990].

Морским аналогом ширтинского горизонта явля-

ется салемальская (санчуговская) свита с одноименным комплексом фораминифер [Гудина, 1976]. Слои с салемальским комплексом фораминифер датированы ЭПР-методом в 170 ± 10 тыс. л.н. [Молодыхов и др., 1987]. Средний ТЛ-возраст аллювиальных ширтинских слоев составляет 180 ± 40 тыс. л.н. [Архипов, 1987, 1989]. Предположительно горизонт коррелируется с 7-й изотопно-кислородной стадией.

В ширтинский век на севере Западной Сибири располагался ледовитый морской бассейн, в котором существовала бореально-арктическая фауна фораминифер, свидетельствующая об отрицательных (ниже 0°C) температурах придонных вод [Гудина, 1976].

Вдоль побережий палеобассейна располагались лесотундровые и северотаежные ландшафты [Гуртовая, 1975]. Южнее, в центральных районах Западно-Сибирской равнины, в современной лесотайжной зоне, для ширтинского века устанавливается двухкратная смена растительности. В раннюю фазу здесь произрастала северная тайга, а в позднюю – среднетаежные смешанные хвойно-березовые леса [История..., 1970; Архипов, Вотах, 1982; Последнее оледенение..., 1977; Волкова, 1977; Архипов, Волкова, 1994].

Отложения тазовского ледникового горизонта включают моренные, водно-ледниковые отложения, имеющие ТЛ-возраст от 180 до 130 тыс. л.н. Там, где нет возможности разделить ледниковые толщи на самаровский и тазовский горизонты, выделяется бахтинский надгоризонт. В субэдральных разрезах на юге Западной Сибири к нему относятся три лёссовые пачки, расслоенные чарышским и койнихинским педокомплексами [Волков, Зыкина, 1991]. Радиометрический возраст по ТЛ- и ЭПР-методам в пределах от $260 (270) \pm 56(58)$ до $130 \pm 25(31)$ тыс. л.н.

Поздний плейстоцен. В позднем плейстоцене выделяется 4 горизонта, а его радиометрический возраст составляет от 130 до 10 тыс. лет.

Казанцевское межледниковье. Горизонт, соответствующий казанцевскому межледниковью, объединяет морские и континентальные – аллювиальные, озерно-болотные и субэдральные отложения. Морские слои, отвечающие максимуму казанцевской трансгрессии, датированы методом ЭПР в 134,8 тыс. лет на р.Пур, в бассейне Пясины [Левчук, 1984]. На Енисее, на Каргинском мысу, казанцевские пески с *Arctica islandica* получили ЭПР-возраст в 121,9 тыс. лет [Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986], а по ^{14}C они же датированы от 42–46 до более чем 50 тыс. лет [Кинд, 1974]. Континентальные аналоги – озерно-аллювиальные отложения и бердский педокомплекс в субэдральном разрезе на юге Западной Сибири – имеют ТЛ-возраст в интервале $130 \pm 25(31) - 100(110) \pm 17(27)$ тыс. лет. К ним приурочен палеомагнитный эпизод Блейк. Судя по этим данным и сопоставлению морских казанцевских осадков с земом Западной

Европы [Гудина, 1976], казанцевский горизонт можно отождествлять с подстадией 5^е изотопно-кислородной шкалы [Архипов, 1987, 1989а, б; Решение..., 1990].

В казанцевское межледниковье на севере Западной Сибири, примерно до широты Полярного круга, располагался палеобассейн, который был тепловоднее и менее ледовит по сравнению с современным Карским морем. Об этом свидетельствуют бореальные и арктобореальные комплексы фораминифер, малакофауны, диатомовой флоры [Гудина, 1976; Троицкий, 1966; Левчук, 1984; Белевич, 1963, 1965; Скабичевская, 1984; Алешинская, 1961]. Температура придонных вод была в пределах $3-4^\circ\text{C}$.

По берегам Казанцевского моря (рис. 49) располагались, сменяя друг друга, южные тундры и лесотундры, а в климатический оптимум – северотаежные леса [Волкова, Гуртовая, Левчук, 1988; Гуртовая, 1975].

Южнее, в центральных районах Западно-Сибирской равнины, палинологическое изучение аллювиальных отложений выявило несколько этапов в развитии растительности, отражающих полный межледниковый цикл [Архипов, Волкова, 1994]. Он начинается с фазы редкостойных северотаежных лесов, замещающих лесотундру и тундру конца предшествовавшего тазовского оледенения. Далее следуют фазы среднетаежной и южнотаежной (в оптимуме) растительности с примесью широколиственных пород: дуба, орешника.

Во вторую половину казанцевского века происходит постепенная деградация лесной зоны, замещение ее лесотундрой и тундрой в начале ермаковского оледенения [Волкова, Бахарева и др., 1988; Архипов, Вотах, 1982; Левина, 1979; Гуртовая, Кривоногов, 1988; Ледниковая геология..., 1978; Никитин, 1970; История..., 1970]. Последовательное прослеживание изменения состава палинофлоры в меридиональном направлении [Волкова, 1977, 1991] позволило заключить, что в оптимуме казанцевского межледниковья темнохвойная растительность средней и южной тайги далеко продвигалась на север, занимая современную территорию лесотундры. Арктической растительности, характерной для современной лесотундровой зоны, не существовало. Граница леса практически совпадала с береговой линией моря.

Палеопедологические данные свидетельствуют о том, что в южной половине Западной Сибири господствовали лесостепные ландшафты, северная граница которых по сравнению с современной значительно смещалась на север, а южная – расширялась за счет редукции степной зоны. Почвенный покров был представлен более гумидными и теплыми, чем современные, вариантами черноземных почв. В центральных районах и севернее формировались луговые, торфяно-глеевые и болотные почвы. По-видимому, проявлялась тенденция к увеличению доли болот в ландшафтах. Структура почвенного покрова была близка современной, а кли-

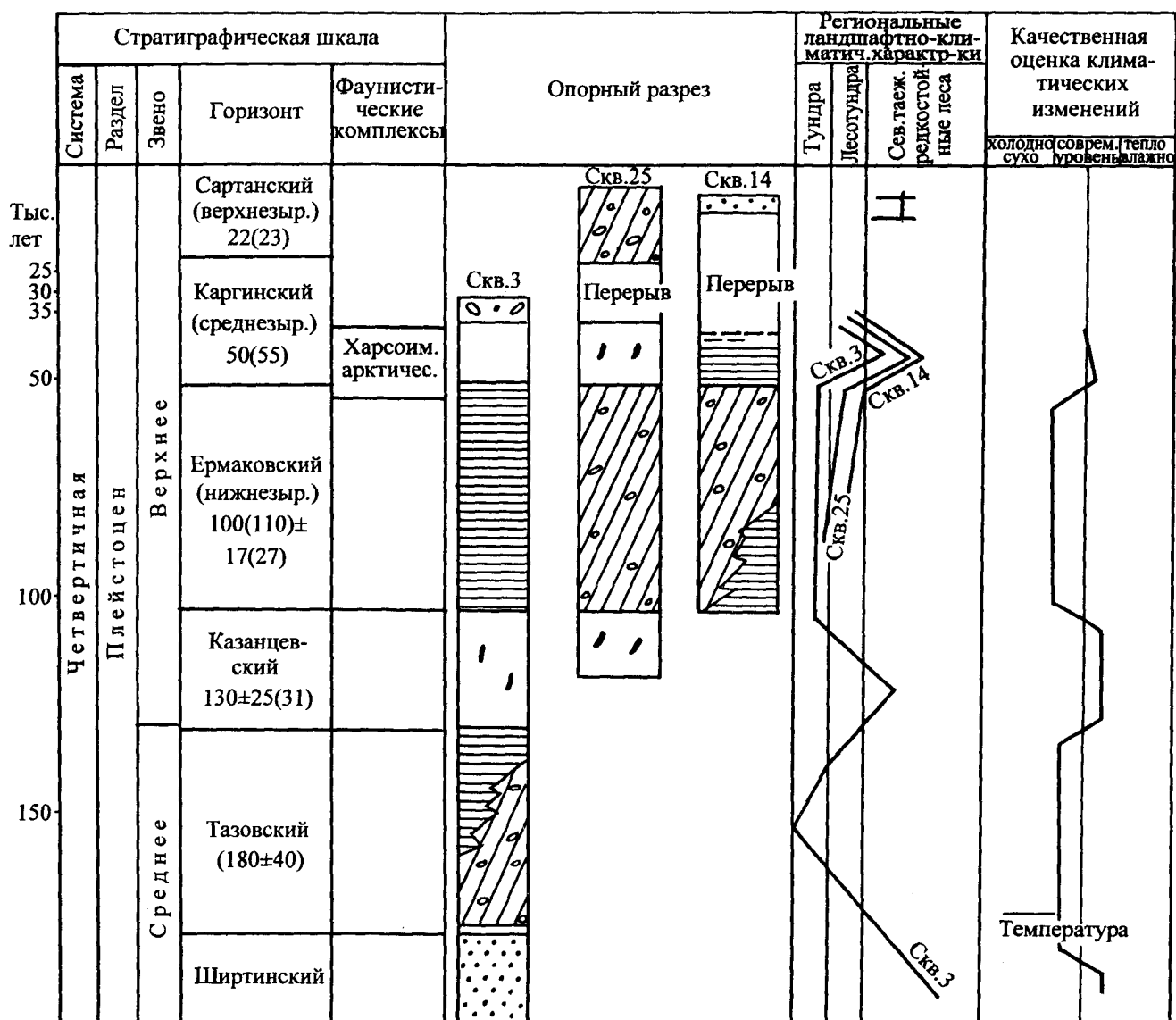


Рис. 49. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий для казанцевского горизонта (составил С.А.Архипов)

Условные обозначения см. рис. 36

мат был теплее и гумиднее [Зыкина, 1986; Волков, Зыкина, 1991].

В оптимум казанцевского межледникового температура июля в арктической зоне была выше современной на 5–6°, а января – на 7°C [Волкова, 1991]. Наименьшие отклонения от современных значений имели январские температуры для территории, расположенной на широте 50–55° с.ш., т.е. для степных и лесостепных областей. Отклонения температур не превышали здесь 2°C.

Такой же ход направленности имеют и среднегодовые температуры. Так, степные и лесостепные районы и отчасти центральные части равнины испытывали небольшие (0–0,9°C) температурные отклонения. Районы, расположенные на широте 60–63° с.ш., имели отклонения до +2–3°C. Они возрас-

тали к северу, и в низовьях Енисея и на севере Тазовского полуострова достигали 4°C, а к северу от 70° с.ш. увеличивались до 6°C.

К казанцевскому горизонту в настоящее время с наибольшей достоверностью можно отнести местонахождения фауны из южных районов Западно-Сибирской равнины (современная степная зона), приуроченные к “кряковинам” ископаемых почв бердского педокомплекса (Белово, Усть-Чарышская Пристань), а также к аллювиальным отложениям, датированным ЭПР-методом: Татарка – 98,8 тыс. л.н. [Архипов, Линке, 1987], по уточненным данным – 141±6 тыс. л.н. [Истомин и др., 1988]; Новотроицкое – 174,2 тыс. л.н. [Архипов, Линке, 1987], по уточненным данным – 147±30 тыс. л.н. [Истомин и др., 1988]. В рассматриваемых фаунах

преобладают (65% и более) степные виды, что свидетельствует о резко степных условиях их обитания, при весьма ограниченном распространении иных биотопов.

Ермаковское оледенение. Ермаковскому ледниковому этапу соответствуют ледниковые (морены) и водно-ледниковые отложения, распространенные на севере Западно-Сибирской равнины. В ее центральных и южных районах горизонт представлен подпрудно-озерными осадками, слагающими третью, 80–100 (до 130)-метровую террасу, и лёссовыми покровами (верхние пачки красnodубровской свиты), а также так называемым тулинским лёссом [Волков, Зыкина, 1991; Решение..., 1990]. Наиболее детально горизонт изучен на Нижней Оби, где он подразделяется на две морены. Нижняя, кормужихантская, датирована ТЛ-методом от $110(100) \pm 15(27)$ до 80 ± 11 тыс. л.н., а верхняя, хашгортская, попадает в интервал от 65 ± 8 до $55(50)$ тыс. л.н. [Архипов, 1989]. Морены разделены межстадиальными озерными богдашкинскими слоями. Соответственно, они могут коррелироваться с подстадиями 5^{c-d} и стадией 4, а богдашкинский межстадиал – с подстадиями 5^{a-b} . Он, вероятно, может сопоставляться с западноевропейскими межстадиалами аммерсфорт (фана) и оддерраде (бреруп).

В *кормужихантскую стадию* ермаковского оледенения на месте лесной таежной зоны появились сначала лесотундры, березовые редколесья, а затем тундровые ландшафты. В спектрах преобладает пыльца древовидной и кустарниковой березы, а также пыльца разнотравья, злаков, полыни, вересковых; среди спор отмечаются мхи и папоротники. В фазу тундры в спектрах увеличивается содержание пыльцы кустарниковой березы, появляется пыльца ольхи и ивы. Среди недревесных растений доминирует пыльца полыней и маревых, разнообразно представлено разнотравье, много пыльцы злаковых, осоковых и вересковых [Левина, 1979; Последнее оледенение..., 1977].

В течение *богдашкинского межстадиала* намечаются три фазы в развитии растительности.

Первая и третья, судя по спорово-пыльцевым спектрам из торфяных прослоев, характеризовались, соответственно, развитием в центральных районах равнины елово-березово-сосновых лесов с большим участием кедра, а также ольхи и кустарниковой березы, разнотравья, сфагновых мхов, папоротников [Архипов, Вотах, 1989], а затем (в третью фазу) – елово-березовыми лесами. Ископаемые древесные остатки (орешки, шишки и т.д.) ели, высокоствольной березы, кедра подтверждают существование лесов на широте Белогорья (Богдашкины горы, примерно 62° с.ш.) и, следовательно, климатические условия, близкие к современным (устное сообщение Е.А.Пономаревой).

Во вторую фазу, которая приходится на суглинки, разделяющие торфяные пласты, таежная растительность, вероятно, исчезала. Спектры сильно обедненные, содержат пыльцу кустарниковой бе-

резы, папоротников и переотложенные микрофосилии.

В *хашгортский стадиал* вновь широкое развитие получили березовые редколесья и тундры. Растительные ассоциации были аналогичны кормужихантскому веку.

Каргинский межстадиал. Каргинский межстадиальный (межледниковый) горизонт представлен преимущественно аллювиальными и озерными отложениями, имеют радиоуглеродный возраст от 50(55) до 23 тыс. л.н. (третья изотопно-кислородная стадия) и повсеместно распространены в долинах западносибирских рек [Кинд, 1974; Решение..., 1990]. На крайнем севере равнины и на Таймыре известны морские осадки. На Нижней Оби горизонт подразделен на три подгоризонта: харсоимский (нижнекаргинский), лохподгортский и верхнекаргинский [Последнее оледенение..., 1977]. К первому относятся осадки харсоимской трансгрессии и синхронные аллювиальные и озерные золотомысские слои, со вторым связаны ледниковые образования небольшой ледниковой лохподгортской подвижки, а с третьим – аллювиальные отложения, традиционно считавшиеся каргинскими (по В.Н.Саксу, [1953; Решение..., 1990]). Последние на Енисейском севере практически не сохранились, а лохподгортские ледниковые образования не дифференцированы от более поздних сарганских.

В течение каргинского мегамежстадиала (от 55–50 до 23 тыс. лет назад) произошли пятикратные короткопериодические изменения климата: три периода потепления дважды (примерно 44–42 и 35–30 тыс. лет назад) сменялись похолоданиями, для которых отмечается деградация лесной зоны и продвижение тундры и лесотундры далеко на юг [Последнее оледенение..., 1977].

Наиболее существенным было шурышкарское потепление (примерно 55–44 тыс. лет назад). Это время отвечает, вероятно, максимуму каргинской морской ингрессии, когда море проникало в низовья Оби и Енисея, расширяло свои границы на Ямале, Гыдане и Таймыре. В составе малохетской щучьинской ассоциации фораминифер присутствуют не только бореальные, арктобореальные, но и бореально-лузитанские и лузитанские виды, обитающие в настоящее время западнее Кольского полуострова в зоне влияния Гольфстрима. Это позволяет говорить о положительных придонных температурах и малой ледовитости моря [Гудина, 1976; Левчук, 1984]. На суше, в низовьях Оби у г.Салехарда и южнее, в районе Шурышкарского сора (около 66° с.ш.), произрастали северотаежные леса, в которых, судя по спектрам, пыльца древесных достигает 75% (из них на пыльцу сосны приходится более 50%), много пыльцы высокоствольной березы, постоянно присутствует пыльца ели, кедра, ольхи. Как отмечает М.Р.Вотах, эти спектры приближаются к субрецентным из южной части подзоны северотаежных лесов. В настоящее время вокруг Шурышкарского сора растут северотаежные

лиственнично-елово-кедровые леса, переходящие в лиственничные редколесья. Следовательно, климат в шурышкарское потепление был, вероятно, не намного теплее современного.

Два следующих, золотомысское, или малохетское (42–35 тыс. лет назад), и позднее каргинское (30–23 тыс. лет назад) потепления характеризовались на севере Западной Сибири климатом, сходным с современным. Морские заливы были более ледовитыми, в ассоциации фораминифер преобладают холодноводные виды, указывающие на температуры около 0°C [Левчук, 1984]. На суше на севере Западной Сибири (севернее Полярного круга) располагались тундры и лесотундры, а южнее – северотаежные леса. Лесная и степная зоны в центральноюжных районах равнины находились примерно в современных границах [Последнее оледенение..., 1977; Левина, 1979; Палеогеография..., 1980; Волкова, 1991].

Хорошо согласуется с палеоландшафтными реконструкциями этих потеплений и характер структуры почвенных покровов, восстановленных на основе изучения почв искитимского комплекса. В степной и лесостепной зонах в качестве зональных формировались почвы, сходные с каштановыми, и черноземоподобные. Сопутствующими типами были луговые, лугово-каштановые и лугово-черноземоподобные почвы. Таежная зона была занята дерново-глебовыми и болотными генотипами [Зыкина, 1986, 1990]. Изученные почвы однотипны современным, но отличаются меньшей зрелостью профиля, причем ближе к современным нижние искитимские почвы. Климат каргинского времени – прохладный и аридный, близкий к современному. Однако в раннекаргинскую эпоху почвообразования климат, по сравнению с позднекаргинской, реконструируется как несколько более теплый и сухой.

Таким образом, в течение каргинского века господствовал умеренный климат, в целом близкий к современному: то несколько холоднее, то несколько теплее, чем в настоящее время.

Сартанское оледенение. Сартанскому ледниковому этапу отвечают ледниковые отложения как максимальной, так и рецессионных стадий одноименного оледенения, а также подпрудно-озерные отложения уртамской террасы, осадки позднеледниковой ингрессии на севере и аллювиально-озерные образования в центральных и южных районах Западной Сибири. По ее южной периферии распространены покровы ельцовского и балаганского лёссов [Палеогеография..., 1980; Решение..., 1990; Волков, Зыкина, 1993].

Наиболее представительная палеоклиматическая информация (по палинологическим данным) для сартанского ледникового века получена на Енисейском Севере по разрезам озерно-ледниковых осадков в Норильской долине (вальковская свита с радиоуглеродным возрастом 19,9–10,5 тыс. лет) и в устье р.Малая Хета [Кинд, 1974; Палеогеография..., 1980], а также в устье Оби [Голубева, 1960;

Основные этапы..., 1980]. Спектры отражают растительность от арктических тундр (единичная пыльца полыни, маревых, споры зеленых мхов) до тундростепных ассоциаций, в которых доминирует пыльца полыни, маревых, разнотравья, злаков в сочетании с арктическими плаунами и кустарничковой березой, при незначительном присутствии пыльцы березы и ели.

Для подпрудно-озерных сартанских отложений, уртамских и колпашевских слоев выявляются две фазы в развитии растительности: перигляциальная, с участием арктической и гипоарктической флоры, и тундровая; радиоуглеродный возраст, соответственно, 23(22)–12,8 и 12,8–10,6 тыс. л.н.

Первая – типичная для уртамских слоев. В спектрах доминирует пыльца трав (50–90%) и спор (30–10%) с единичными зернами пыльцы древесных. Преобладает пыльца злаков (50–90%), маревых (10–30%), отмечается пыльца полыней и злаков, а также споры зеленых мхов и арктических плаунов [Левина, 1979; Палеогеография..., 1980]. Колпашевские слои содержат несколько отличные спектры, ранее изученные М.П.Гричук [1961]. В них много спор (до 60%), пыльцы древесных пород (до 30%), среди которых отмечается ель (80%) и береза (40–50%), единично – пыльца сосны и кедра, а также пыльца кустарничковой березы. Споры представлены зелеными мхами (80–90%) и, в малом количестве, спорами сфагновых мхов и папоротников. Такой состав спектров, с учетом высокого процента заносной пыльцы хвойных в рецентных спектрах в современной тундре может указывать, по мнению В.С.Волковой [Палеогеография..., 1980], на существование ерниковой тундры. Сходные спектры получены из тех же слоев на Иртыше (Липовка), Чулыме (Золотушка), в скв.469, пробуренной на Иртышско-Обском водоразделе, а также из покровных лёссовидных суглинков [Палеогеография..., 1980].

Сартанское позднеледниковье: от 13 до 10 тыс. лет назад (после ньяпанской стадии) достаточно изучено пока в одном разрезе на Верхней Оби, в устье р.Сузун у д.Нижний Сузун, расположенном в лесостепной зоне. Согласно радиоуглеродному датированию и палинологическим данным, выделены интервалы, соответствующие беллингу (13–11,8 тыс. лет), среднему дриасу, аллерёду (11,8–11,0 тыс. лет) и позднему дриасу. В беллинге и аллерёде потепление климата устанавливается по появлению на фоне разнотравно-злаковых и марево-попынных безлесных степных ландшафтов (унаследованных с раннего дриаса и господствовавших в его среднем и позднем интервалах), долинных березово-еловых лесов [Левина и др., 1989]. На Нижнем Иртыше в беллинге существовали близкие к современным северотаежные леса (ныне среднеюжнотаежная зона), а в аллерёде – растительность южносреднетаежного современного типа [Кривоногов, 1989].

Наконец, “молодой” лёссовый покров (10,2–9,8 тыс. лет), перекрывающий поверхности I и II реч-

ных террас в центральноюжных районах Западной Сибири, был изучен палинологически в долине Нижней Оби. В разрезах Золотой мыс и Казым мыс суглинки содержат спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие, по мнению М.Р.Вотях, о тундровых ландшафтах [Последнее оледенение..., 1977]. В другом разрезе, расположенном несколько южнее в устье р.Тугиян-Юган, те же суглинки, по данным Т.П.Левиной [1979], накапливались в обстановке развития березового редколесья. Возможно, что в первом зафиксирован в спектрах поздний дриас, а во втором – начало предбореала раннего голоцена.

Таким образом, сартанское позднеледниковье дает исследователям пока единственный и уникальный материал о резких изменениях климата и ландшафтов в переходный период (терминации) от ледникового к межледниковью. В течение всего 3 тыс. лет в центральных и, отчасти, южных районах Западно-Сибирской равнины, где в сартанское межледниковье существовали тундровые и лесотундровые ландшафты, дважды (беллинг и аллерд) исключительно быстро (за несколько сотен лет) расселялась тайга, которая так же неожиданно и погибала. Только в бореале, начиная с рубежа в 9 тыс. лет, произошло становление современной растительной зональности. Становится очевидным, что терминация – время, чрезвычайно насыщенное резкими ландшафтно-климатическими перестройками.

Динамика ландшафтно-климатических условий в позднем плейстоцене Западной Сибири показана на рис. 50, а более подробно климатические параметры четвертичного периода ледниковых районов представлены на рис. 51 (см. вкл).

Позднеледниковье и голоцен⁴

В настоящее время на территории Западно-Сибирской равнины имеется более 200 разрезов голоценовых отложений, изученных спорово-пыльцевым методом. Из них более 50 разрезов имеют радиоуглеродные датировки. Наиболее полные разрезы озерных, озерно-болотных и, частично, аллювиальных отложений имеются для таежной зоны [Волков и др., 1973; Нейштадт, 1957, 1976; Глебов и др., 1974; Глебов, 1988], для лесотундровой [Левина, Никитин, 1973; Левковская, 1977; Левковская и др., 1970; Кинд, 1974] и, в меньшей степени, для лесостепной [Хотинский, 1977; Левина, Орлова, 1989, 1993; Бахарева, 1985].

Исследования последних лет показали, что возраст оснований торфяников, венчающих разрезы первых надпойменных террас, и на водоразделах определяется примерно в близких пределах: от

10585 до 8020 л.н. Возраст погребенной голоценовой почвы, залегающей под суглинками на I надпойменной террасе р.Бердь у с.Маслянино, равен 8700 ± 50 л.н. (СОАН-838), а пробы сапропеля под почвой – 9200 ± 100 л.н. (СОАН-839) [Панычев, 1979]. В разрезах на Иртыше близ пос.Б.Першино основание торфа имеет возраст 9200 лет назад (МО-414) [Нейштадт, 1965].

В.А.Панычев [1979] установил для предальтайской части низменности резкие изменения климата на границе голоцена после 10950 ± 150 л.н. В целом, палинологические и геологические данные позволяют проводить нижнюю границу голоцена на уровне 10 тыс. лет назад. Этот рубеж хорошо устанавливается по палеоботаническим данным и выражается в смене перигляциальных формаций лесотундровыми и лесными.

Опорные разрезы с большим количеством радиоуглеродных датировок и детальным палинологическим материалом расположены в низовьях и среднем течении р.Оби в районе г.Салехарда, близ пос.Самотлор, Лукашкин Яр, Ларино, на Иртыше у с.Большое Першино, Комарица и в лесостепной зоне – Каякское и Суминское займища, Болото Гладкое и др. В большинстве разрезов голоцен представлен начиная с предбореального периода. Отложения позднеледникового времени установлены и изучены пока только в одном разрезе на Оби у с.Нижний Сузун.

На юге Западной Сибири в аллереде выделено пять фаз (интервалов, по Т.П.Левиной) в развитии растительности. Вначале под влиянием увлажнения и незначительного потепления расселились березово-еловые группировки, позднее ель перестала доминировать, появились елово-березовые формации. Последующее непродолжительное похолодание и аридизация климата вновь вызвали исчезновение древесной растительности. Новое увлажнение и незначительное потепление привели к появлению еловых с лиственницей и березовых группировок. В конце потепления ель почти исчезла из состава древесных пород и получили распространение березовые редколесья с кустарниковыми березами. Наравне с этим имели место злаковые, а также ксерофитные марево-полынные ассоциации. Первая половина аллерода была влажной и прохладной, вторая – более сухой и относительно теплой. Судя по растительности, на протяжении всего аллерода климат был холоднее современного.

В позднем дриасе климат также был неоднородным. Продолжительное похолодание привело к полному исчезновению древесной растительности и к широкому расселению эфедры. Несколько позднее под влиянием незначительного смягчения климата появились заросли ив по берегам водоемов, а около 10950 лет назад – за росли кустарниковых берез. После 10450 лет назад кустарниковые заросли сократились и стали господствовать ксерофитные злаково-марево-полынные ассоциации с широко распространившейся эфедрой.

⁴ Раздел написан В.С.Волковой.

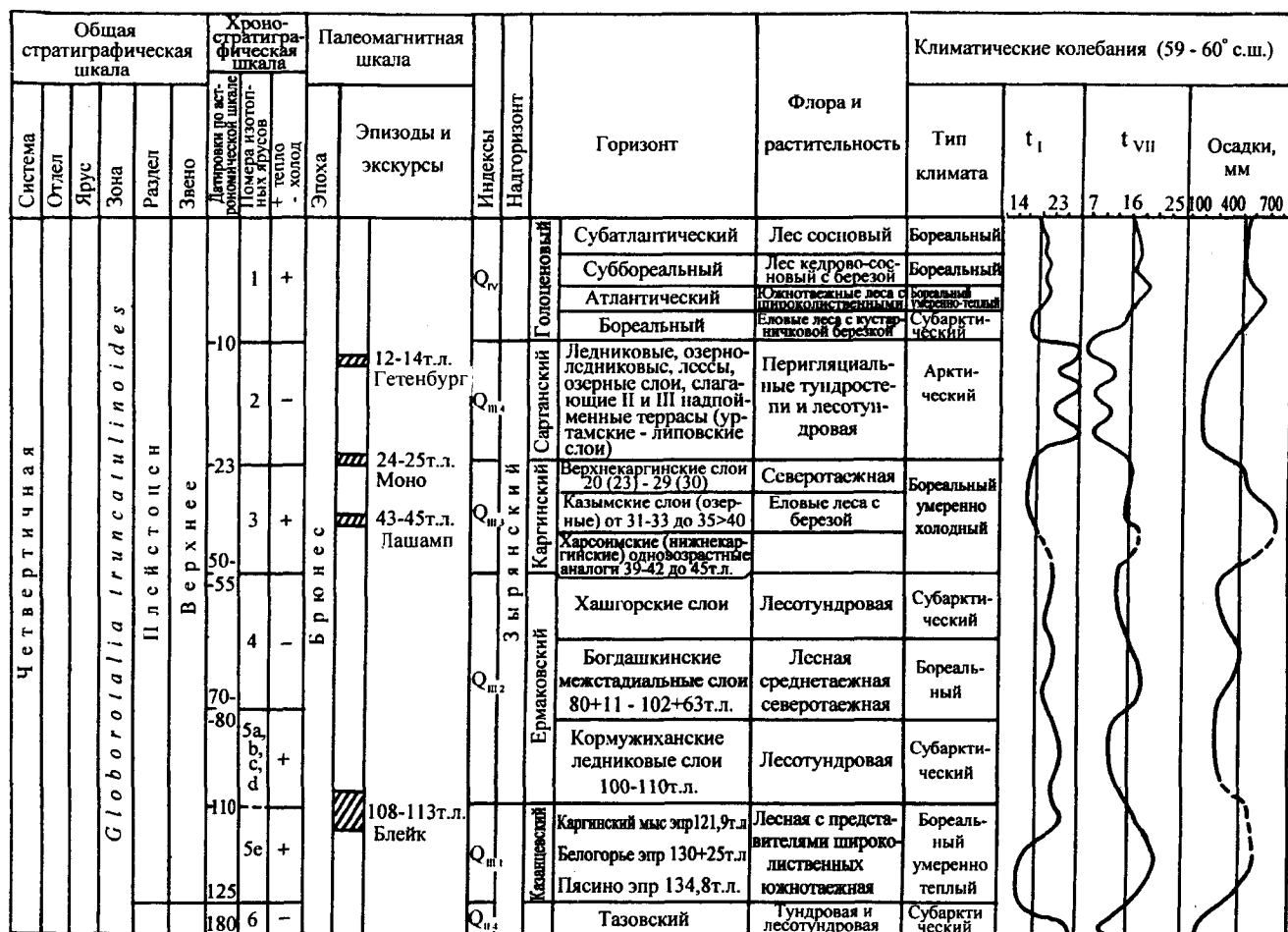


Рис. 50. Динамика ландшафтно-климатических условий в Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене (составила В.С.Волкова)

Природная обстановка предбореального периода (10000–9000 лет назад) также была неоднородной. Фазы холодного влажного и холодного сухого климата чередовались с фазами теплого сухого и теплого влажного. Зональная структура растительности в центре равнины этого периода резко отличалась от современной. Здесь существовало два типа ландшафтов – тундровый и лесотундровый. Лесотундровые формации по составу были разнообразны (елово-лиственничные, переходящие к югу в лиственнично-березовые, а на территории лесостепной зоны – в елово-березовые и сосново-березовые с елью и господством ксерофитных марево-полынных и злаково-полынных ассоциаций. Несмотря на относительное потепление, климат предбореального времени был несколько холоднее современного.

Среднегодовая температура была ниже на 1°C. Количество осадков в степной и лесостепной зонах увеличивается до 400–500 мм. Миграция северной границы лесотундровой зоны на юг достигала 400 км. Бореальный период (9000–8000 лет назад) проявился довольно ярко. С ним связано широкое

расселение древесной растительности. На территории современной лесотундры были развиты лиственнично-березовые редколесья, которые уже южнее 66° с.ш. сменяются березово-еловыми разреженными лесами с лиственницей и кустарничковой березой. На территории современной лесостепи кустарничковая береза около 9000 лет назад исчезла и вновь расселилась в период 8480 лет назад в составе березовых редколесий; распространение получили также полевые ассоциации. Для этого времени Т.П.Левина [Левина, Орлова, 1993] также установила чередование холодных влажных и холодных сухих, а также теплых влажных и теплых сухих климатических фаз, которые нашли отражение в структуре растительных формаций. Особенно четко проявилась холодная и влажная фаза (около 8700 лет назад). В это время на юге Западной Сибири были развиты березово-сосновые редколесья с ольхой и кустарничковыми березами. Холодной и сухой фазе (8480 лет назад) отвечали разнотравно-полынные ассоциации с сосной и кустарничковыми березами. Климат еще продолжал оставаться холоднее современного.

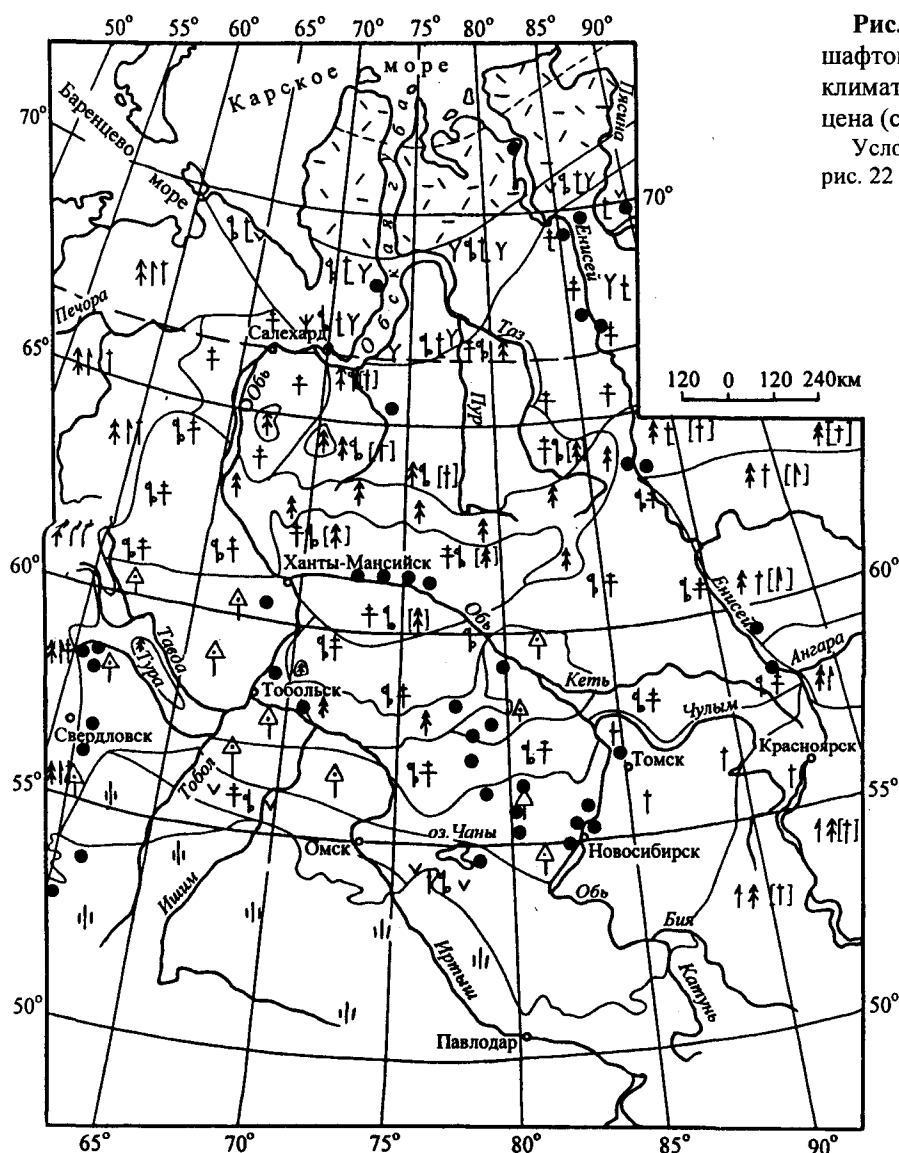


Рис. 52. Карта-схема ландшафтов Западной Сибири в климатический оптимум голоцена (составила В.С.Волкова)
Условные обозначения см. на рис. 22

Отложения атлантического периода (8000–5000 лет назад) изучены в большом количестве разрезом и в скважинах в бассейнах Енисея, Иртыша, Оби. Атлантический период характеризуется резкой экспансией лесной растительности. Даже в зоне современной тундры, в районе мыса Каргинский, существовали ольхово-березовые леса (рис. 52).

В юго-западной части равнины в составе лесов произрастали широколиственные породы – вяз, липа, дуб. На юге равнины вяз появился около 8300 лет назад и продвинулся в оптимум (6000–5500 лет назад) по долине Оби до широты 60° с.ш. Теплый и влажный период на территории Барабы продолжался от 6650 до 5480 лет назад. В этот период липа широко распространилась на территорию современной лесостепной зоны.

В атлантический оптимум климат был значительно теплее современного. На широте г.Омска (55° с.ш.) среднегодовая температура была выше современной на 1°C. Она возрасла к северу, и в

лесной северотаежной области была выше современной на 3°C. Особенно сильно отклонения температур в июле и январе проявились в высоких широтах. Начиная с 65° с.ш. отличия июльских температур от современных достигали +2°C, на широте 66° с.ш. и 70° с.ш. – +4°C. На Новой Земле (75° с.ш.) отклонения составляли около 6–7°C. Годовое количество осадков увеличилось по сравнению с современными значениями на 50 мм (южнее 70° с.ш.), на 100 мм (70° с.ш.). Потепление Арктики происходило и за счет зимних температур, которые были выше современных на 1–2°C.

К югу от 63° с.ш. отличия всех климатических показателей от их современных значений были значительно сглажены. Температуры июля были выше современных на 1–2°C. Отклонения январских температур в центральной части равнины достигали +2°C, на широте г.Павлодара +3°C. Годовая сумма осадков центральной части равнины превышала современные значения на 25–50 мм.

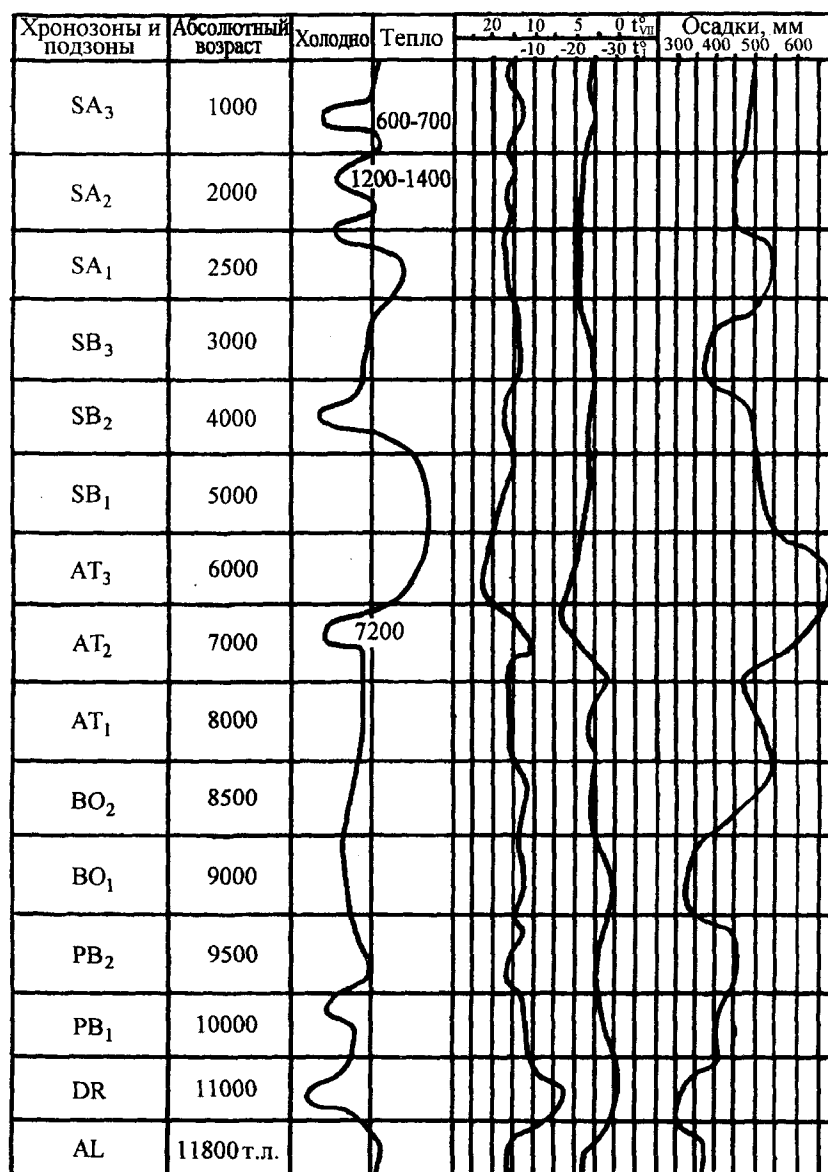


Рис. 53. Динамика климатических условий в Западной Сибири в голоцене (составила В.С.Волкова)

В суббореальном периоде (5000–3000 лет назад) выделяются три крупных ритма, в пределах которых установлено четыре фазы. Рубежи холодных и влажных фаз приходятся на 4870 и 3840 лет назад. Они разделены потеплениями. Изменения климата нашли свое отражение в составе растительности. В периоды потеплений в составе растительности увеличивалась роль широколиственных пород. В фазы похолодания южная граница лесной зоны мигрировала к югу на 200–300 км.

На юге Западной Сибири в периоды увлажнения и похолодания были развиты березово-сосновые леса с кустарничковыми березами. Потепление и уменьшение количества осадков в Новосибирской области привели к сокращению роли

древесных пород и распространению березово-сосновых перелесков с вязом и липой. Особенно ярко фаза потепления проявилась на рубеже 3500 лет назад. Этот отрезок времени известен как суббореальный термический оптимум. С этим потеплением связано новое расселение липы, дуба, вяза по долинам рек.

В периоды похолодания температура июля в низовьях Оби была ниже современных на 2–1,5°C, а января – на 3°C. Количество осадков сократилось на 100 мм.

В суббореальный термический оптимум температура июля была на широте 55–56° с.ш. близка к современной, а к северу повышалась. Положительные отклонения июльских температур от их современных значений достигали к северу от 66° с.ш.

+2,5 – +3°C. Отклонения январских температур были невелики и колебались от 0° до +1°C.

В субатлантический период на территории Сибири происходили неоднократные колебания климата. В частности, установлено похолодание на рубеже 2370±70 лет назад. В периоды похолоданий на севере Западной Сибири температуры июля были ниже на 2°C, в центральной ее части – на 1,5°C. Эта же тенденция проявилась и в отношении температур января. Среднегодовая сумма осадков была выше на 100 мм.

В малый климатический оптимум (1000–1100 л.н.) среднегодовая температура в центральной части равнины была выше на 1–1,5°C. Количество осадков было близко к современным значениям.

Последующие похолодания около 820 и 780 лет назад вызывали обеднение состава древесной растительности на севере равнины, а на юге равнины обусловили распространение березово-сосновых редколесий с кустарниковыми березами. Лишь 550 лет назад появились современные сосново-березовые лесостепи. Современные лесостепи, возможно, отражают начало нового цикла, про-

явившегося приблизительно 200 лет назад и вызванного новым потеплением и аридизацией [Левина, Орлова, 1993].

В целом, палинологические данные по голоцену Барабы позволили составить более детальную климатическую кривую Западной Сибири и установить 10 ритмов, по объему отвечающих подзонам шкалы Блитта-Сернандера. Каждый ритм включает четыре фазы – две холодные (влажная и сухая) примерно одинаковой продолжительности (250–300 и 200–300 лет) и две такие же теплые. Теплая и влажная длилась около 200 лет, а теплая и сухая – более длительная. В целом, каждое потепление охватывало период в 500–600 лет.

Эти данные хорошо согласуются с материалами А.Геари и В.Хантли [Gear, Huntley, 1991], полученными для Шотландии и Финляндии, а также с материалами Е.В.Максимова [1986], установившего в каждом 1850-летнем ритме по четыре интервала (ХВ, ХС, ТС и ТВ) примерно той же продолжительности, что и в Западной Сибири.

Колебание температур и осадков в голоцене показаны на рис. 53.

Глава 5

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

(НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ)

Введение¹

В состав территории Нижнеалданской впадины в Центральной Якутии (по площади распространения палеогеновых и неогеновых отложений) входят низовья р.Алдана, включая бассейн р.Томпо на востоке, и меньший по размерам левобережный участок бассейна р.Лены на западе. С севера и востока впадина ограничена складчатыми сооружениями Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, на западе контактирует с Вилуйской синеклизой. Нижнеалданская впадина рассматривается [Миоцен ..., 1976] как новейшая наложенная структура, унаследованная в общем ходе тектонического развития от более древних этапов, и представляет собой вытянутую в широтном направлении синклиналь с наиболее прогнутой осевой частью на стыке складчатой и платформенной областей.

Нижнеалданская впадина относится к восточной части Центрально-Якутского аласно-среднетаежного флористического района [Щербаков, 1975]. Лесная растительность образована здесь лиственницей даурской, в значительно меньшей степени – сосной обыкновенной и в еще меньшей – елью сибирской. Из лиственных распространены: береза плосколистная, береза Каяндера и (очень немного) осина *Populus tremula* и тополь душистый *P. suaveolens*. Имеют место аласные луга, остепненные участки, солончаки (осоки, полины и др.).

Климат рассматриваемой территории резко континентальный. Абсолютный минимум температуры [Щербаков, 1975] в пос.Чурапча -66°C, в пос.Амга -65°C, соответственно, средняя температура июля +17,7 и +17,5°C, среднегодовая температура -11,5 и -10,9°C, продолжительность безморозного периода 70 и 62 дня, число дней с температурой выше -10°C – 96 и 95, среднегодовое количество осадков 214 и 203 мм, количество осадков за теплое время года 160 и 139 мм. Зима малоснежная, суровая. Описываемая территория относится к области сплошной многолетней мерзлоты. Мощность многолетнемерзлых пород в Центральной Якутии колеблется от 200 до 650 м. В зависимости от ландшафтно-фациальных условий мощность сезонно протаивающего (деятельного) слоя меняется от 30–40 см

на моховых болотах до 4 м на эоловых песках, в суглинках и супесях протаивание составляет 1–2 м.

Среди исследователей, высказывавших в разное время неоднозначные точки зрения на геологическое строение и тектоническую природу Нижнеалданской впадины, следует назвать В.П. Корчагина, Н.П.Егорову, Р.А.Биджиева, Г.В.Бархатова, Н.А.Игнатенко, М.Н.Алексеева, Ю.П.Баранову, С.Ф.Бискэ, И.А.Кулькову, В.П.Никитина, Л.М.Натапова, Б.С.Русанова, В.А.Камалетдинова, О.В.Гриненко, А.К.Агаджаняна, Т.Д.Боярскую, И.А.Ильинскую, Р.Е.Гитерман, А.Ф.Фрадкину.

Палеоген и неоген²

В результате многолетних исследований большинство геологов выделяет в сводном разрезе палеоген-неогеновых отложений впадины три части: нижнюю песчаную (залегает с несогласием на юрских и нижнемеловых отложениях на Лено-Алданском междуречье и на верхнемеловых отложениях на левобережье р.Лены), среднюю лигнитоносную и верхнюю песчаную. В последние годы нижняя толща рассматривается в качестве таттинской свиты, средняя как тандинская свита, а в верхней песчаной толще выделены четыре подразделения – намская свита, белогорские слои, свита Мамонтовой горы и слой ожелезненных песков.

Таттинская свита. Залегает с угловым несогласием на юрских и нижнемеловых породах; представлена разнородными серыми песками с включением гравия, гальки, растительного детрита, в верхней части иногда с маломощными прослоями алевролитов и глин. Мощность от 90 м на юге до 380 м на севере впадины (по Г.В.Бархатову [1958]). Свита вскрыта бурением.

Тандинская свита. Залегает на размытой поверхности таттинской свиты. На 60% представлена серым песком с галькой, гравием, галечником, серыми алевролитами (до 24 м), лигнитами (0,4–25,0 м) и зеленовато-серыми глинами. Число пластов лигнитов и их мощность увеличиваются в сторону осевой линии Предверхоянского прогиба, на пери-

¹ Раздел написан А.Ф.Фрадкиной.

² Раздел написан А.Ф.Фрадкиной.

ферийных частях впадины мощность слоев лигнитов уменьшается до первых десятков сантиметров или лигниты рассеяны в породе, обуславливая черную окраску песков (как, например, в разрезе Кангаласский мыс на р.Лене). Максимальная мощность до 300 м (на р.Западная Градыга).

Обнажения тандинской свиты редки, в основном она известна по результатам буровых работ.

Намская свита. Прослежена в обнажениях на левобережье р.Лены и вскрыта многими скважинами, местами размыта или представлена лишь нижними слоями, непосредственно контактируя с тандинской свитой. Намская свита сложена в основном светлыми до белесых разнотернистыми песками с включением растительного детрита.

Белогорские слои. Являются более молодым по возрасту стратиграфическим подразделением. Они хорошо прослеживаются в многочисленных выходах в базальной части обнажения Мамонтова Гора на р.Алдане (в 325 км от ее устья). Слои сложены аллювиальными, в основном тонкозернистыми песками, глинами; характерная черта – встречаемость шарообразных и желвакообразных конкреций с отпечатками листьев на некоторых из них. Видимая мощность 5–7 м.

Свита Мамонтовой Горы. В одноименном разрезе с небольшим размывом в основании свита залегает на белогорских слоях. Прослежена также в обнажениях Ихененском и Чуйском и в скв. 3 у пос.Дыгдал ниже по течению на р.Алдан. Сложена разнотернистыми, косо- и горизонтальнослоистыми песками с прослоями галечника и растительного материала от обрывков веток до окаменелых стволов деревьев; наблюдаются прослои переотложенных конкреций из белогорских слоев. Мощность 53–59 м.

Слой ожелезненных песков. С глубоким размывом слой ожелезненных песков залегает на свите Мамонтовой Горы на высотах 57–73 м. Базальный галечник сменяется грубозернистыми песками с включением галек и валунов, затем косо- и горизонтальнослоистыми песками, кровля которых размыта. Цвет пород желтый и ржаво-желтый. Мощность 4–15 м.

Для реконструкции динамики ландшафтов и климата Центральной Якутии в палеогене и неогене были использованы палеоботанические характеристики сводного разреза нижеалданской впадины. Детально были исследованы все составляющие данный разрез свиты.

1. **Таттинская свита.** Таттинская свита охарактеризована лишь палинологическими данными. Примером может служить палинокомплекс (ПК) скв. 50 в Усть-Алданском районе (диаграмма на рис. 28 в работе “Миоцен ...”, [1976]). В таттинском ПК преобладает пыльца покрытосеменных – чаще 18,1–59,4% (39–59%)³. Однако иногда она ус-

тупает пыльце голосеменных. Наиболее распространена пыльца мелколиственных *Betulaceae*: *Betula* древовидных – обычно не менее 21–30% и *Alnus* – до 20% (2,0–10,6%). Достаточно разнообразна пыльца наиболее термофильных покрытосеменных – до 22% (10–16%). Из них часто встречается *Pterocarya* – до 9%, *Liquidambar* – до 1,4% (в половине всех спектров), *Fagus*, *Juglans* – до 5,0%, *Tilia* – до 3% – в большинстве спектров; более малочисленны *Carya*, *Quercus*, *Acer*, *Rhus*, *Ilex*, *Ulmus*, *Castanea*, *Carpinus*, *Corylus*, *Nyssa*. Пыльца трав единична и редка – *Liliaceae*, *Lythraceae*. Постоянное участие пыльцы *Salix* – до 3%, *Ericales* – до 4,6% – в большинстве спектров; более редка пыльца *Lonicera*, *Rosaceae*. Пыльца кустарниковых *Betula* и *Alnaster* не обнаружена.

В составе пыльцы голосеменных – 19–66% (18–33%) больше всего пыльцы различных сосен – *Pinus* sect. *Pseudostrobus*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *Pinus* s/g *Diploxyylon* и других – 17–46% (17–21%). Пыльца *Larix* участвует постоянно – чаще до 1%. Пыльца темнохвойных – до 17% (2–10%) представлена в основном родами *Picea* и *Tsuga*, более редка *Abies* (обычно не более 1%); по одному разу встречены *Cedrus* и *Podocarpus* (менее 1%). Пыльца сем. *Taxodiaceae* – до 1,8% – довольно редка.

Из спор – 9,0–27,6% (15–22%) наиболее многочисленно сем. *Polypodiaceae* – 6,7–21,6% (12–16%). В меньшем количестве встречаются споры *Sphagnum*, *Bryales*, *Lycopodium*, *Leiotriletes*, *Osmundaceae*, *Neogenisporis*.

Таким образом, таттинский ПК отличается господством пыльцы сосен, древовидных берез, ольхи, малым участием трав при господстве пыльцы деревьев (обычно не менее 70–80%), разнообразным родовым составом пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных, среди которых много лапины, ликвидамбара, встречаются нисса, каштан и др.

2. **Тандинская свита.** Систематический состав и количественные соотношения компонентов в тандинском палинокомплексе чрезвычайно близки к таковым из отложений таттинской свиты. Охарактеризуем тандинский ПК на примере разреза скв.3 в пос.Дыгдал (низовья р.Алдан), где в отложениях подробно изученной тандинской свиты в палинокомплекс объединены 72 спектра.

В тандинском ПК доминирует пыльца покрытосеменных – 37,9–82,6% (55–65%), в том числе: *Betula* древовидные – 5,5–42,0% (15–30%), *Alnus* – 2,4–35,6% (10–12%), *Ericales* – до 17,2% (5–10%), *Salix* – менее 1% в большинстве спектров, пыльца наиболее термофильных покрытосеменных – 8,4–40,6% (16–25%) – *Juglans* (в том числе *J. polyporata*) – до 12,2%, *Ulmus* – до 12,2%, *Carpinus* – до 8% во всех спектрах, *Myrica* – до 3,3%, *Carya* – до 3,3%, *Corylus* – до 3,5%, *Fagus* – до 8,6%, *Quercus* – до 4,6%, *Castanea* – до 6,2%, *Ilex* – до 2,5%, *Tilia* – до 3,6%, *Liquidambar* – до 2,4%, *Nyssa* – до 3,6%, *Comptonia* – до 1% – в большинстве спектров и не-

³ Здесь и далее в скобках – наиболее часто встречающиеся количественные показатели.

сколько реже *Pterocarya*, *Acer*, *Rhus*, *Zelkova*, *Sterculiaceae*, еще реже – *Elaeagnus*, *Celtis*, *Araliaceae*, *Oleaceae*, *Rutaceae*, *Engelhardtia*, *Cyclocarya*, *Moraceae*, *Myrtaceae*; пыльца трав – единичные *Sparganiaceae*, *Potamogetonaceae*, *Graminaea*, *Liliaceae*, *Chenopodiaceae*, *Trapa* и др.; единична пыльца *Tricolporopollenites*, *Retitricolpites*, *Retitricolporites*. Следует отметить, что в тандинском ПК и в разрезе Кангаласский мыс на Лене пыльца наиболее термофильных покрытосеменных достигает 70%, но в основном за счет рода *Myrica*, что связано с местными условиями развития растительного покрова, однако наряду с *Myrica* там присутствует большинство теплолюбивых родов, перечисленных выше. В ряде разрезов пыльца этих термофилов достигает 40–60%, но чаще не выше 25–30%.

При близости систематического состава вышеуказанных палинокомплексов в тандинском ПК заметно большее участие принимает пыльца таксодиевых, более разнообразна пыльца термофилов (присутствуют *Engelhardtia*, *Platycarya*). Материал по скв.3 у пос.Дыгдал изображен на рис. 12 в монографии А.Ф.Фрадкиной [1983].

3. **Намская свита.** Намский палинокомплекс охарактеризован на примере разреза скв. 3 у пос. Дыгдал. Господствует пыльца покрытосеменных – 45,4–66,5% (50–60%), меньше пыльцы голосеменных – 18,9–43,8% (25–30%) и спор – 6,0–17,4% (10–16%). Доминирует пыльца мелколиственных *Betulaceae* – 29–42%, при этом пыльца *Be-tula* – 19–35% встречается чаще, чем *Alnus* – 6–14%. Содомиантой является пыльца сем. *Pinaceae* – 17–43% (18–30%), в составе которой светлохвойных элементов (*Pinus* s/g *Diploxylon*, *Pinus* s/g *Haploxylon* и других, изредка *Larix*) – 9–29% (12–20%) больше, чем темнохвойных (*Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Cedris*, некоторые *Pinus*) – 1–22% (5–16%).

Пыльца сем. *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia* и др.) встречается постоянно, обычно до 1%, реже до 5%. Отметим, что в других разрезах в составе намского ПК изредка отмечается род *Podocarpus* (скв.50 на Алдане).

Пыльца наиболее термофильных покрытосеменных составляет, как правило, не менее 15–20% при максимуме 27%. Это главным образом *Juglans* (в том числе *J. polyporata*) – 1,0–7,5%, *Ulmus* – 1,8–6,0%, *Tilia* – 0,6–3,4%, *Corylus* – 0,6–2,0%, *Carpinus* – 0,6–3,4%, более редки *Ilex*, *Nyssa*, *Myrica*, *Comptonia*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Quersus*, *Castanea*, *Carya*, *Zelkova*, *Rhus*, *Acer*. Единичны находки пыльцы, определенной по формальным классификациям – *Tricolporopollenites*, *Tricolporopollenites* и др.

К числу постоянных компонентов относятся *Ericales* и *Salix*. Пыльца трав единична и редка, так же, как и *Lonicera*, *Diervilla*.

Количественные и качественные показатели намского ПК по другим разрезам, например, по скв. 50 (участок Тарагана-Кюель), близки к приведенным выше по скв.3 у пос.Дыгдал. В целом, нижненамский палинокомплекс близок к тандин-

скому – те же доминанты и систематический состав. Отметим лишь некоторое увеличение роли темнохвойных элементов в нижненамском ПК и несколько более редкое присутствие пыльцы *Liquidambar*, *Castanea*, *Sterculiaceae*.

Однако следует подчеркнуть, что намский ПК характеризует в основном нижнюю часть намской свиты, которая обычно вскрывается скважинами, поэтому его следует назвать нижненамским. Верхняя же часть свиты размыта и, как правило, в разрезах отсутствует.

Одним из разрезов, где намская свита вскрыта практически на полную мощность, в том числе и ее верхняя часть, является Кангаласский мыс на р.Лене. В нижней части свиты [Фрадкина, 1988] мощностью 26 м в спорово-пыльцевых спектрах при господстве пыльцы покрытосеменных наиболее термофильные представители ее при максимуме 40% чаще всего составляют не менее 18–25% – *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Sterculiaceae*, *Araliaceae*, *Parthenocissus* и др. В верхах намской свиты (мощность 17 м) резко возрастает количество пыльцы голосеменных (обычно не менее 52%). В основном это пыльца рода *Pinus* при значительном содержании пыльцы темнохвойных пород. Одновременно с этим уменьшается количество пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных (до 13,5%), хотя систематический состав их по-прежнему разнообразен, но не встречаются *Sterculiaceae*, *Schinus*, *Rutaceae*. Этот палинокомплекс мы называем верхненамским палинокомплексом.

Сказанное выше позволяет сделать вывод, что тантинский, тандинский, нижненамский и даже верхненамский палинокомплексы очень близки по систематическому составу. Сходны также количественные соотношения компонентов в палинокомплексах, за исключением верхненамского, где резко возросла роль сем. *Pinaceae*. В целом для ПК всей описанной части разреза характерно значительное содержание пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных. На основании сравнительного анализа полученных данных с палинологическими материалами по Северо-Востоку СССР сделан вывод [Фрадкина, 1980, 1983, 1988; Фрадкина и др., 1982] об олигоценном возрасте пород тантинской, тандинской и низов намской свит и о корреляции этой части разреза с уровнем омолойского регионального стратиграфического горизонта [Решения ..., 1978], возраст которого был установлен в пределах среднего–позднего олигоцена. О возрасте верхов намской свиты было высказано предположение [Фрадкина и др., 1982; Фрадкина, 1988], что эта часть разреза может принадлежать к низам нижнего миоцена.

Выяснилось также, что выше уровня омолойского горизонта с теплолюбивой тургайской палинофлорой залегают отложения с палинокомплексом, свидетельствующим о значительном похолодании в конце олигоцена [Жарикова и др., 1982; Лаухин, Фрадкина, 1984]. При разделении олигоцена толь-

ко на два подотдела, как это принято в настоящее время, считаем возможным условно отнести уровень омолойского горизонта к нижнему подотделу олигоцена, а отложения с более “холодными” спорово-пыльцевыми комплексами – к его верхнему подотделу.

Согласно этим рассуждениям, отложения таттинской, тандинской и низов намской свит условно относим к нижнему олигоцену, а отложения верхов намской свиты (с верхненамским ПК) – к верхнему олигоцену.

Таким образом, на данной стадии изученности кайнозойских отложений Нижнеалданской впадины между намской свитой и следующим стратиграфическим подразделением – белогорскими слоями – наблюдается стратиграфический перерыв.

4. Белогорские слои. Белогорский палинокомплекс характеризуется доминированием пыльцы покрытосеменных – 14,2–63,4% (40–60%) при меньшем участии пыльцы голосеменных – 14,4–72,6% (14–30%) и спор – 10,0–35,8% (18–23%). Доминанты белогорского ПК: *Betula* (18–25%), *Alnus* (10–18%) и сем. Pinaceae – 14,2–72,6%. Среди последних встречены темнохвойные (2–8%) – *Picea* sect. *Omorica*, *Picea* sect. *Eupicea*, *Tsuga* aff. *canadensis*, *Tsuga* aff. *diversifolia*, *Tsuga torulosa*, *Tsuga crispa*, из светлохвойных в основном различные *Pinus* (16–28%) – *Pinus* aff. *silvestris*, *Pinus* s/g *Haploxyton*, *Pinus* s/g *Diploxyton* и др., единично *Larix*. Сем. Taxodiaceae – до 0,7% (0,2–0,4) – часто, в том числе *Metasequoia*, *Sciadopitys*. Изредка встречается род *Podocarpus*.

Из пыльцы покрытосеменных постоянно встречаются Ericales (3–5%), *Salix* (0,6–1,0%). Термофильные покрытосеменные (6–10%) представлены чаще всего родами *Myrica*, *Comptonia*, *Juglans*, *Ilex*, *Corylus*, *Carpinus* (в большинстве спектров), более редки *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Rhus*, *Tilia* (в половине или трети спектров), еще реже встречаются *Pterocarya*, *Carya*, *Fagus*, *Acer*, *Fraxinus* и чрезвычайно редко – *Liquidambar*, *Nyssa*, *Rhamnaceae*, *Elaeagnus*.

Как видим, в белогорском палинокомплексе по сравнению с олигоценовыми уменьшилось количество пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных, в нем не встречаются *Engelhardtia*, *Platycarya*, изредка отмечаемые в тандинском ПК, исключительно редкой стала пыльца *Liquidambar* и *Nyssa*.

Кроме спор и пыльцы, в белогорских слоях найдены многочисленные отпечатки листьев (из конкреций), а также плоды и семена. Подробные данные о мегафоссилиях имеются в монографии “Миоцен Мамонтовой Горы” [1976].

5. Свита Мамонтовой Горы. Свита Мамонтовой Горы в стратотипе охарактеризована 143 спектрами [Миоцен ..., 1976]. Во всех спектрах зафиксирован весьма сходный систематический состав. Но есть некоторые различия в содержании основных групп пыльцы, а именно: в большинстве спек-

тров из русловых фаций преобладает пыльца голо-семенных, в озерных фациях – в основном пыльца покрытосеменных. Но в целом в спорово-пыльцевых спектрах свиты Мамонтовой Горы преобладает пыльца голосеменных.

Приведем характеристику спорово-пыльцевых комплексов свиты Мамонтовой Горы для двух участков. Первые цифры будут относиться к комплексу из преимущественно русловых отложений (участок вблизи 50-метровой террасы), вторые цифры – для комплекса из преимущественно озерных фаций (участок, удаленный от 50-метровой террасы), причем будут приведены показатели из опорных расчисток. Споры – 1,8–31,5% и 7,0–33,6%, пыльца голосеменных – 15,5–93,4% и 14,4–54,8%, пыльца покрытосеменных 4,0–70,2 и 34,9–61,6%. Доминанты: *Betula* – древовидные – 0,5–38,7% и 12,3–35,2%, *Alnus* – 1,0–23,8 и 8,8–25,4%, *Pinus* – 7,5–92,5% и 13,4–38,8%, в том числе *Pinus* sect. *Strobus*, *Pinus* sect. *Pseudostrobus* и др. Постоянно участие *Picea*, *Abies*, *Tsuga* – 0,8–30,0% и 0–10%, в том числе: *Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sect. *Omorica*, *Tsuga* aff. *canadensis*, *Tsuga* aff. *diversifolia*, *Tsuga crispa*, *Tsuga torulosa* и др. Очень редка пыльца *Podocarpus* и *Cedrus* (единично); немногочисленна пыльца сем. Taxodiaceae (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*) – обычно в количестве менее 1% и не во всех спектрах.

Много пыльцы Ericales – 0,6–17,0% и 0,2–7,0%, постоянно участие *Salix* – до 4% и до 2,1%.

Пыльца наиболее термофильных покрытосеменных немногочисленна – 0,3–10,6 (обычно не более 5%) и 3,2–12,3% (6–8%). Из них в большинстве спектров встречены *Corylus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Juglans*, *Ulmus*, *Ulmaceae* gen., более редки *Pterocarya*, *Ilex*, *Fagus*, *Castanea*, *Tilia*, *Quercus*, *Zelkova*, *Acer*, *Rhus*, *Fraxinus*.

Постоянными компонентами (но в долях процента – единично) являются *Diervilla*, *Lonicera*, *Viburnum*, *Tricolpites*, исключительно редко отмечается присутствие *Carya*, *Trapa*, *Myriophyllum*, *Sarcococca*, *Cornus*.

Пыльца трав составляет обычно не более 1% в комплексе из русловых фаций и не менее 2–3% – в комплексе из преимущественно озерных фаций. Это представители сем. Sparganiaceae, Potamogetonaceae, Gramineae, Alismataceae, рода *Artemisia*.

В составе спор преобладает сем. Polypodiaceae – 1,0–26,5 и 1,8–23,5%, значительно участие *Sphagnum* – 0–22,4 и 0,2–6,8%, Bryales – 0–5,0 и 1,4–24,2%. Более редки *Lycopodium*, *Botrychium*, *Os-munda*, *Selaginella*, *Leiotriletes*.

Изменения в составе спорово-пыльцевых спектров по вертикали разреза свиты Мамонтовой Горы очень незначительны: в верхней части свиты не найдена пыльца *Sciadopitys*, *Cedrus*, *Castanea*, *Acer*, относительно более редкими стали *Comptonia*, *Pterocarya*, *Rhus*, Taxodiaceae. В целом мы можем говорить о едином мамонтовогорском палинокомплексе.

Сравнив между собой палинокомплексы и макроостатки белогорских слоев и свиты Мамонтовой Горы, можно утверждать, что они отражают обедненную флору тургайского типа со сходным систематическим составом и в основном близкими количественными показателями основных компонентов.

Тем не менее, можно отметить и некоторые отличия палинокомплекса свиты Мамонтовой Горы от белогорского.

В мамонтовогорском палинокомплексе возрастает количество пыльцы сем. *Ripaseae*, которая доминирует в большинстве спектров из свиты Мамонтовой Горы, в то время как в спектрах из белогорских слоев в основном господствует пыльца берез и ольхи. При этом повышается значение, в частности, пыльцы темнохвойных пород – ели, тсуги, пихты, которая в палинокомплексе свиты Мамонтовой Горы чаще всего составляет не менее 10–15%, а в белогорском ПК – 2–5%. Исключительно редкой становится пыльца *Carya* и *Cedrus*, которая в белогорских слоях встречена в каждом третьем спектре, а в мамонтовогорском палинокомплексе первый из родов встречен лишь в трех спектрах из 143, а второй – лишь в восьми. Более редкой становится пыльца таксодиевых, она встречена в каждом четвертом спектре в свите Мамонтовой Горы, а в белогорских слоях – в каждом втором. Пыльца *Nyssa* и *Liquidambar* для мамонтовогорского ПК не характерна, и в целом пыльцы термофильных покрытосеменных в нем стало меньше – обычно не более 5% против 6–10% в белогорском ПК, стали более редкими *Rhus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Ilex*, *Tilia*.

Всесторонний анализ ископаемой флоры свиты Мамонтовой Горы (спор, пыльцы, отпечатков листьев, плодов и семян) при использовании сравнительных данных по Западной Сибири и другим регионам Азии позволил в целом отнести белогорские слои и свиту Мамонтовой Горы к среднему миоцену. Более детальная характеристика белогорского палинокомплекса показывает, что ее можно отнести ко времени окончания климатического оптимума миоцена на северо-востоке Азии, то есть к началу среднемиоценового времени [Фрадкина, 1983].

Далее в сводном разрезе дочетвертичного кайнозоя в Нижнеалданской впадине установлен стратиграфический перерыв в объеме верхнего миоцена.

6. Слой ожелезненных песков. Палинокомплекс из слоя ожелезненных песков характеризуется попеременным господством пыльцы голосеменных – 10,5–69,0% и покрытосеменных – 26,0–75,5% при подчиненности спор – 2,6–20,5%.

Описываемый палинокомплекс отличается от мамонтовогорского отсутствием пыльцы таксодиевых, обеднением состава наиболее термофильных покрытосеменных, увеличением роли пыльцы трав.

Из отложений слоя ожелезненных песков П.И.Дорофеевым [1969] с высоты 78 м над урезом воды были определены *Alismataceae* gen., *Epipremnum*

sp., *Ceratophyllum demersum*, *Naumburgia* sp., которые этот исследователь считал принадлежащими “якутскому плиоцену”.

Сравнительный анализ полученных данных с материалами по плиоцену северо-востока Азии, в частности, из энемтенской свиты Западной Камчатки, позволил А.Ф.Фрадкиной сделать вывод о принадлежности слоя ожелезненных песков к нижней половине плиоцена [Миоцен ..., 1976; Фрадкина, 1978; и др.].

Актуалистический метод при анализе палеоботанических данных делает возможным создание реконструкций растительного покрова с достаточной степенью надежности, наметить вероятные климатические параметры, ему сопутствующие.

В целом, систематический состав и количественные показатели от олигоценовых до плиоценовых палинокомплексов свидетельствует о распространении лесного типа растительности на территории Нижнеалданской впадины в течение всего этого временного отрезка.

Олигоцен. В раннем олигоцене (таттинский, тандинский и большая часть намского периодов осадконакопления) в Нижнеалданской впадине были распространены смешанные полидоминантные хвойно-лиственные и лиственно-хвойные леса. При этом формации полидоминантных широколиственных лесов занимали, по-видимому, не менее половины территории, занятой лесом. В этих лесах, приуроченных в основном к речным долинам и берегам пресноводных водоемов, доминировали листопадные тургайские породы – орех, ильм, граб, липа, в подлеске – лещина; во втором ярусе постоянно участвовали клен, гикори, лапина, ликвидамбар, хмелеграб, изредка энгельгардтия, платикария и вечнозеленые восковница, падуб и др.; на более высоких частях речных долин – леса из бука, каштана, дуба, граба, клена. Березовые и березово-сосновые леса должны были произрастать в основном на плакорах; к склонам гор, окружающих впадину, были приурочены, видимо, в основном хвойные леса из сосен, елей, тсуг, пихт с примесью некоторых таксодиевых. В районе пос. Кангалассы на р.Лене [Фрадкина, 1988] реконструируется обширный пресноводный водоем, по берегам которого широкое распространение имела растительность, состоявшая преимущественно из восковника и таксодиевых.

В позднем олигоцене (время формирования верхов намской свиты) площади широколиственных лесов сократились, уступив место березово-сосново-еловым лесам.

Аналогичная картина развития растительного покрова в указанный период была характерна и для территории Северо-Востока России от Верхоянья до Чукотки [Фрадкина, 1983].

При решении вопроса о характере климата олигоцена предпринята попытка нахождения современных аналогов растительности, достаточно близкой к реконструируемой. Наиболее подходя-

щим регионом – аналогом является юго-восток Азии, сведения о лесах и климате которого приведены в работах Дж.А.Волфа и Т.Таная [Wolfe, 1979; Wolfe, Tanai, 1980]. При этом в работе первого из них приведены конкретные цифры о современных среднегодовых температурах по данным многих метеорологических станций.

Мы считаем, что реконструируемые олигоценые леса Нижнеалданской впадины наиболее близки к смешанным широколиственным листопадным и смешанным мезофитным лесам Китая, Японии, Кореи. Оба типа леса находятся в пределах изотерм со среднегодовой температурой $+10$ – $+13^{\circ}\text{C}$. Таким образом, можно сделать вывод, что климат на территории Нижнеалданской впадины (в период формирования таттинского, тандинского и нижнеамского ПК) был наиболее теплым из теплоумеренного типа климата и влажным; об этом можно судить по участию в составе этих лесов в виде примеси ниссы, стеркулиевых, ликвидамбара, энгельгартии, миртовых, секвойи, таксодиевых и др.

В конце позднего олигоцена (время формирования верхнеамского ПК) климат оставался теплоумеренным, но все же более прохладным по сравнению с предыдущим. Об этом можно судить по увеличению пыльцы сосен, берез, ольхи, по некоторому уменьшению пыльцы термофилов, но он был по-прежнему влажным, о чем свидетельствует значительное участие в составе пыльцы хвойных, ели, тсуги, присутствие ниссы, лапины, таксодиевых.

Миоцен. О климате раннего миоцена сведений нет, так как отложения этого возраста пока на описываемой территории, по нашему мнению, не установлены.

В период накопления белогорских слоев по данным палеоботанических методов [Миоцен ..., 1976] реконструируется лесной растительный покров. Преобладали формации березовых и сосновых лесов, меньшую площадь занимали темнохвойные формации, широколиственные леса были распространены на пониженных участках рельефа (в частности, по долинам рек).

Достаточно частая встречаемость в белогорском палинокомплексе пыльцы гикори и таксодиевых, а также каштана и лапины, присутствие пыльцы ликвидамбара и ниссы, в целом господство пыльцы покрытосеменных над голосеменными позволяют предполагать, что этот тип растительности связан со временем окончания климатического оптимума миоцена. Этот вывод не противоречит данным А.И.Ильинской [Миоцен..., 1976], реконструировавшей климат белогорского времени. Анализ листовой флоры позволил А.И.Ильинской говорить о климате, близком современному, района г.Саппоро на о-ве Хоккайдо. Здесь среднегодовое количество осадков составляет 976 мм, температура самого холодного месяца $-6,2^{\circ}\text{C}$, число дней с температурой выше 10°C составляет 152. Зимние температу-

ры в исследуемом районе предполагаются более низкими, чем в районе г.Саппоро. Климат в этот период в районе Мамонтовой Горы был мягким, без засушливого периода.

В период формирования свиты Мамонтовой Горы и ее аналогов лесной тип растительности сохранился, однако площади распространения широколиственных лесов сократились, многие термофильные покрытосеменные, например, гикори, лапина и другие, могли выступать лишь в виде примеси. Близкие современные аналоги этих лесов, скорее всего, приурочены к району распространения северного варианта хвойно-широколиственных лесов Юго-Восточной Азии [Wolfe, 1979], а точнее, Северо-Восточного Китая и Японии со среднегодовыми температурами от $+3$ до $+10^{\circ}\text{C}$.

В.П.Никитин [Миоцен ..., 1976] на основании совокупности палеоботанических данных реконструирует для среднего миоцена умеренно теплый мягкий климат, с недолгой мягкой зимой, с морозами в отдельные дни до -20°C , с годовым количеством осадков порядка 1000 мм. О влажном характере климата можно сделать вывод и по присутствию в составе трав, определенных по плодам и семенам, таких родов, как рдест, ежеголовник, осока, камыш и др.

Для суждения о климате позднего миоцена на территории Нижнеалданской впадины, по нашему мнению, данных не имеется.

Плиоцен. В период формирования слоя ожелезненных песков сохранился лесной тип растительности. Среди формаций хвойных лесов преобладали еловые с примесью тсуги и пихты. Сосновые леса занимали меньшие площади. В формациях мелколиственных лесов в древостое доминировали березы. Ольха была в подчинении. В качестве небольшой примеси встречались граб, бук, восклицательница (причем, последняя была представлена формами, приспособленными к достаточно прохладным условиям существования). В травяном покрове лесов преобладали кочерыжниковые, в кустарничковом – верескоцветные. На небольших по площади открытых пространствах были распространены злаково-полынные группировки.

По нашему мнению, вероятными аналогами реконструируемой растительности являются леса южнотаежной подзоны Евразии и хвойные формации области Великих Озер на северо-востоке США [Фрадкина, 1983]. Предполагается, что многолетняя мерзлота еще отсутствовала. Климат был достаточно влажным. Существовал, однако, устойчивый снежный покров, зима была сравнительно холодной. Исходя из сопоставления с материалами Дж.А.Волфа [Wolfe, 1979], можно предполагать, что среднегодовые температуры воздуха были ниже $+3^{\circ}\text{C}$.

Динамика ландшафтно-климатических изменений в олигоцене–плиоцене на территории Центральной Якутии показана на рис. 54.

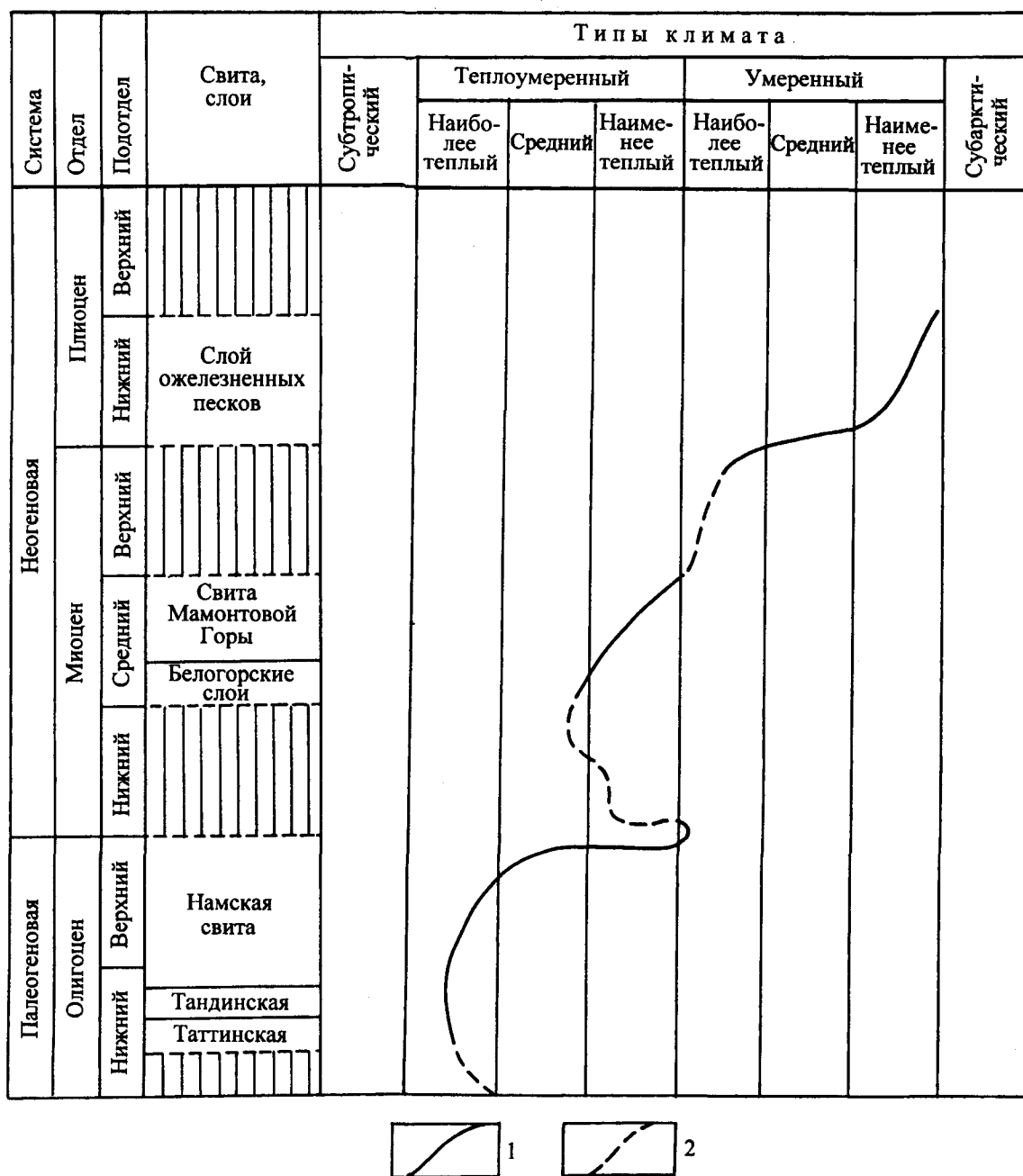


Рис. 54. Динамика климатических условий на территории Центральной Якутии в олигоцене-плиоцене (составила А.Ф.Фрадкина)

Типы климата: 1 – установленные; 2 – предполагаемые

Эоплейстоцен и плейстоцен⁴

Центральная Якутия представляет особый интерес для специалистов, изучающих событийную стратиграфию и четвертичную историю Северной Азии. Аллювиальные отложения террас крупных рек – Лены, Алдана и Вилюя, перекрывающие ал-

лювий покровные толщи и флювиогляциальные отложения, образуют сложную систему разновозрастных и различных по генезису толщ. Эти толщи включают остатки фауны млекопитающих, макроостатки растений, пыльцу и споры. Различные криогенные текстуры, геоморфологическое положение аллювиальных и покровных комплексов и ископаемые органические остатки позволяют достаточно обоснованно реконструировать климат, условия седиментации и постседиментационных

⁴ Раздел написан М.Н.Алексеевым.

преобразований. Значение материалов по четвертичной истории Якутии выходит за рамки чисто регионального характера. Они могут использоваться для обоснования особенностей и последовательности природных процессов квартера в соседних и даже удаленных регионах Северной Азии.

В настоящем разделе рассматривается история четвертичного периода, длительность которого, в соответствии с недавними решениями международных и российских геологических организаций, принимается в 1,6–1,8 млн лет.

Под Центральной Якутией мы понимаем юго-восточную окраину Среднесибирского плоскогорья и Центрально-Якутскую низменность. Четвертичные отложения наиболее широко развиты в Нижнеалданской и Вилуйской впадинах. Характерной особенностью этой области является сплошное развитие многолетнемерзлых пород, мощностью несколько сот метров. Выполненные литолого-стратиграфические и климатостратиграфические работы позволяют проследить отдельные этапы развития мерзлоты – процессы усиления промерзания и их некоторой деградации.

При описании четвертичной истории мы придерживаемся стратиграфической последовательности, разработанной в ходе длительных исследований наиболее представительных разрезов четвертичных отложений, развитых по долинам рек Лены, Алдана, Вилуя и некоторых их притоков.

Ниже приводится схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Центральной Якутии с использованием принятых в 1995 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом таксонов (табл. 4).

Наиболее полными разрезами Центральной Якутии, в которых фиксируются климатические обстановки, их изменения и выраженность в характере осадков, остатках растительных сообществ и фауны млекопитающих, являются террасовые комплексы (рис. 55).

Они, как правило, сложно построены, местами об их первоначальном виде можно судить лишь по осадкам, переотложенным и переработанным поздними криогенными и диагенетическими процессами. Именно к такому типу относится сильно ожелезненный аллювий фрагмента самой древней Табагинской террасы р. Лены высотой 150 м в районе местности “Ленские Столбы”. Маломощный аллювий террасы – галечник и глинистый песок, насыщенные окислами железа и содержащие железистые корки, – встречается лишь на отдельных участках. Палеомагнитные исследования показали, что пески этой террасы в районе устья руч. Лабыйа имеют нормальную полярность и формировались, видимо, в эпоху Гаусс. Отложения, относящиеся к позднему плиоцену, выделяются также в основании Чуйского разреза на правобережье р. Алдан и в разрезе VI террасы р. Вилуя в западной прибортовой части Вилуйской впадины. Судя по отсутствию в этих отложениях сингенетических крио-

Таблица 4. Стратиграфические подразделения четвертичных отложений Центральной Якутии

Система	Отдел	Подотдел	Звено	Степень (Горизонт)	Возраст, млн лет	Магнито- стратигр.	
Четвертичная	Голоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Сартанский	0,01	Брюнес	
				Каргинский			
	Муруктинский						
	Казанцевский						
	Среднее		Тазовский	0,13			
			Ширтинский				
			Самаровский				
			Тобольский				
	Нижнее		Покровская				
			Пеледуйская				
	Эоплейстоцен		Верхнее	Тустахская	0,7		Матуяма
			Нижнее	Черендейская			
Неоген	Плиоцен	Верхний		Табагинская	1,8		

генных текстур, можно полагать, что упомянутые аллювиальные толщи формировались в обстановке умеренного климата, несомненно более теплого, чем в настоящее время, когда средняя температура в районе г. Якутска составляет -10,2°C при абсолютном минимуме -64°C.

Эоплейстоцен

К эоплейстоцену относятся аллювиальные отложения более низких террас р. Лены – Черендейской и Тустахской. Тустахская терраса высотой около 100 м в районе устья руч. Диринг-Юрах на правом берегу р. Лены перекрыта сложной серией песчаных

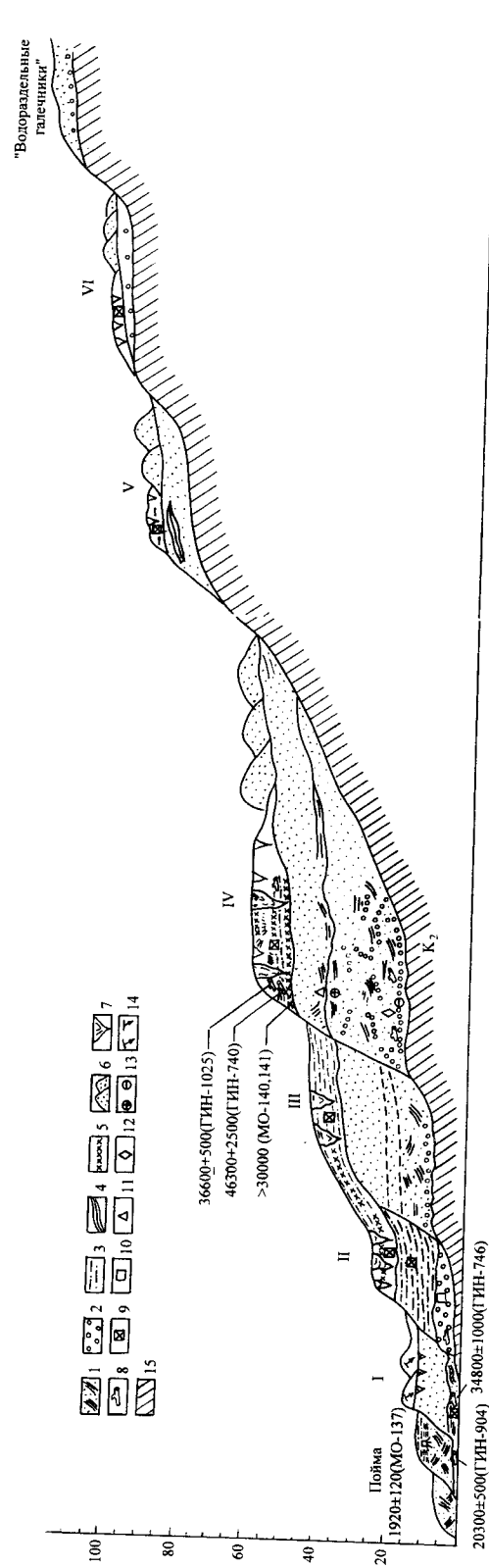


Рис. 55. Система террас долины нижнего течения р. Вилюй (Якутия) (составил М.Н.Алексеев)

1 – песок; 2 – галька; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – торф; 6 – песчаные дюны; 7 – жильный лёд; 8 – обломки стволов деревьев; 9, 10 – остатки фауны позднепалеолитического комплекса с *Matuyush primigenius*; 9 – раннего типа; 10 – позднего типа; 11 – остатки *Samolus* sp.; 12 – остатки млекопитающих тирандольского комплекса; 13 – палеомагнитная характеристика; 14 – орудия неолита; 15 – верхнемоховые песчаники и пески цоколя террас. I–VI – надпойменные террасы р. Вилюй

отложений, формирование которых связано с переработкой аллювия этой террасы.

Собственно остатки аллювия, спроектированные на карбонатный цоколь террасы, представлены хорошо окатанной галькой и мелкими валунами. Их петрографический состав соответствует породам, распространенным в верховьях р. Лены.

Галечники перекрыты маломощным песчаным слоем, для которого установлена обратная намагниченность. На кровле галечников найдены многочисленные кварцевые гальки со следами обработки и отщепы, часть из них несут "традиции" техники "цитрон", ранее в Якутии не встречавшейся. Вопрос о возрасте этих артефактов до сих пор является предметом дискуссии. Различные позиции в этом отношении варьируют от 2,5 млн лет до позднего плейстоцена. На наш взгляд, каменный археологический материал относится к плейстоцену, вероятно, к средней его части. На это указывает положение слоя с обработанной галькой по отношению к залегающей ниже системе земляных клиньев, в которых грубообломочный материал вообще отсутствует. Это является свидетельством более раннего времени формирования криогенных текстур. Как известно, они в разрезах Центральной Якутии не встречаются раньше временного интервала, соответствующего среднему плейстоцену.

Следовательно, палеоклиматические данные, полученные по материалам стратиграфической привязки криогенных текстур, свидетельствуют о значительно более позднем времени изготовления артефактов, чем это настойчиво пропагандируется Ю.А. Мочановым и некоторыми его сторонниками. Стратиграфические аналоги Тустахской ленской террасы имеются на р. Вилюе. Это V надпойменная терраса, хорошие обнажения которой имеются как в низовьях Вилюя, так и в нижнем течении р. Тюнга – левого притока р. Вилюя. В разрезах аллювия этой террасы сингенетические следы мерзлоты отсутствуют, пылецевые данные указывают на формирование аллювия в обстановке умеренного климата и отсутствия промерзания отложений нескольких циклов речной аккумуляции. Так же, как и в районе Диринг-Юряха, V терраса р. Вилюя, поверхность собственно террасового аллювия, перекрыта эоловыми песчаными отложениями и покровными суглинками с ледяными жилами. Характерной особенностью аллювиальных и покровных толщ террасы является присутствие ветрогранников, указывающих на активную ветровую обработку каменного материала, оказавшегося на поверхности, а затем погребенного под более молодыми осадками.

Формирование аллювия Тустахской террасы относится к эоплейстоцену. До настоящего времени нет сведений об инситу находках фауны млекопитающих из эоплейстоценовых толщ Центральной Якутии. В литературе [Дуброво, 1953] имеется описание зуба *Archidiscodon meridionalis* из коллекции музея г. Вилюйска. Возможно, этот зуб происходит из соответствующих отложений, развитых

на территории Вилюйской впадины. При таком предположении можно сделать вывод о климате, достаточно благоприятном для существования южного (архидискодонтного) слона в эоплейстоцене Центральной Якутии. В Южном Верхоянье и предгорьях Верхоянского хребта следы оледенения отсутствуют. Состав галек в эоплейстоценовых отложениях р. Алдана отражает состав пород Алданского щита и отсутствие сколько-нибудь заметного поступления обломочного материала со стороны Верхоянской горной области.

Плейстоцен

Ранний плейстоцен. Граница между эоплейстоценом и ранним плейстоценом отмечена сменой обратной полярности на прямую. Эта смена зарегистрирована в разрезах Чуйского обнажения на правобережье р. Алдан и Чебыдинского обнажения на левом берегу р. Вилюй выше г. Вилюйска. Обнажения в районе устья р. Чебыды особенно интересны также и с точки зрения находок остатков раннечетвертичных млекопитающих *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Dubrovo), *Dicerorhinus kinchbergensis* (Jaeg), *Alces latifrons* (Johns), *Equus* cf. *mosbachensis*, а также многочисленных остатков стволов и шишек хвойных деревьев *Pinus* и *Picea*. Остатки млекопитающих, изученные И.А. Дуброво [1957, 1971], относятся к тираспольскому комплексу Восточной Европы. В целом, полученные данные указывают на присутствие лесных растительных сообществ во время формирования аллювия IV террасы р. Вилюя. Возможно, лесные пространства чередовались с открытыми участками. В слоях, содержащих остатки деревьев, хвою и шишки *Picea obovata* Ldb., *Picea* sp., *Larix dahurica* Turcz и остатки млекопитающих, следы криогенных образований не наблюдались [Алексеев, 1978]. В разрезе зафиксирована смена палеомагнитной полярности; обратная намагниченность установлена в основании разреза, прямая – в его верхней части.

Таким образом, собранные материалы позволяют датировать аллювий IV террасы р. Вилюя в интервале, близком к 0,7 млн лет, и считать, что формирование этой толщи проходило в обстановке умеренного климата со среднегодовыми температурами выше, чем в настоящее время. Близкая обстановка устанавливается по материалам ряда разрезов Нижнеалданской впадины. На левом берегу р. Алдан в 4 км ниже устья р. Танда и в 22 км ниже устья р. Тата в охристых песках и галечниках, вскрывающихся в цоколях террас, найдены костные остатки млекопитающих *Trogontherium* cf. *curieri* Fish., *Paleoloxodon* ex gr. *namadicus* (Falc. et Cautel.), *Alces latifrons* (Johns.) и *Canis* cf. *variabilis* (Pei.). В аллювиальных песках Тандинского обнажения, заключающих остатки лигнитизированной древесины, растительный детрит, шишки нескольких видов *Larix*, а также *Picea* sp., были найдены

остатки *Allophaiomus pliocaenicus* out *Microtus* (M.) sp., *Microtus* ex gr. *arvalis* Pall., M. (P.) *gregaloides* Hinton, *Bison* aff. *schoetensacki* Frend. Здесь же обнаружена фауна остракод. В пыльцевом комплексе доминируют *Betula*, *Alnus*, разнообразные *Pinus*. Пыльца трав малочисленна. Встречаются эндокарпии *Juglans jacutica* Dor.

Так же, как и на Вилуе, в разрезах с фауной установлена палеомагнитная инверсия – переход от обратной полярности в нижней части разреза к прямой полярности в верхней части. Мы интерпретируем палеомагнитные данные как инверсию Брюнес–Матуяма [Неогеновые и четвертичные отложения ..., 1990]. С этим заключением хорошо согласуются стратиграфические данные И.М.Хоревой [1959] и Э.А.Вангенгейм [1961], а также результаты наших исследований, связанных с подготовкой Международного симпозиума “Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона” (1990 г.). Переход от прямой к обратной намагниченности зарегистрирован также в нижней части разреза в Чуйском обнажении в 50 км выше устья р. Алдана, на правом ее берегу.

Суммируя все полученные данные, можно заключить, что формирование отложений в интервале Матуяма–Брюнес проходило в условиях умеренного климата при отсутствии проявления явных сингенетических криогенных процессов. Последние во все более выраженном виде проявились в более поздних плейстоценовых отложениях – в конце покровского времени и в период накопления осадков тобольского горизонта. Этот временной отрезок отмечен сменой фауны млекопитающих и растительных сообществ. Соответствующие ему разрезы на реках Вилуе, Алдане и Лене находятся в палеомагнитной зоне прямой полярности Брюнес.

В ряде обнажений (50-метровая терраса в районе Мамонтова Гора, Чебыдинское обнажение на р.Вилуе и Бестяхская терраса в среднем течении р.Лены) зафиксированы псевдоморфозы по сингенетическим ледяным клиньям и криогенные инволюции.

Средний плейстоцен. В слое аллювиальных песков и галечников с остатками древесины и растительным детритом были найдены остатки млекопитающих *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubovo, *Alces* sp., *Bison priscus* Voj и *Dicrosionix* cf. *simblicior* Feif. [Неогеновые и четвертичные отложения ..., 1990]. В спорово-пыльцевом комплексе ведущая роль принадлежит *Pinus*, *Picea*, *Larix*. Пыльца *Betula*, *Alnus*, *Abies* имеет подчиненное значение. Этот слой датируется первой половиной среднего плейстоцена (тобольское время), коррелируется с аллювиальной серией Бестяхской террасы на р.Лене и песчаной толщей на р.Вилуе, перекрывающей аллювий с остатками тираспольской фауны.

Материал, собранный из отложений, относящихся к тобольскому горизонту, свидетельствует об умеренно холодном климате с температурами и

влажностью, обеспечивающими формирование постоянно мерзлого слоя. Вместе с тем, очевидно, что существовали периоды относительного потепления, которые отмечены деградацией верхней части мерзлого слоя.

Вторая половина среднего плейстоцена Центральной Якутии – это время резких изменений климата в сторону понижения температурного режима, усиления криогенных процессов. Свидетельства такой обстановки ярко выражены в характере осадков, составе растительности, фауне млекопитающих. Именно в это время на водоразделах и поверхностях высоких террас начинается формирование полигенетических покровных суглинисто-супесчаных толщ с жильными и сегрегационными льдистыми образованиями, происходит активное промерзание аллювиальных серий, озерных осадков. В составе фауны появляются типичные представители тундровых и северотаежных сообществ.

Нами были изучены многочисленные разрезы, которые относятся ко второй половине среднего плейстоцена. Их соотношение с датированными более молодыми и древними толщами не вызывает сомнений. Достаточно ясно их стратиграфическое положение. Типичными представителями крупных млекопитающих являются *Mammuthus primigenius* (ранняя форма), *Coelodonta antiquitatus* и *Equus caballus*. Возможно, уже во второй половине среднего плейстоцена климат Центральной Якутии характеризовался отрицательными среднегодовыми температурами. М.М.Пахомов [Пахомов и др., 1975] по материалам И.Л.Шофман, собранным уже после наших работ, выделил в средней озерной пачке Чебыдинского разреза на р.Вилуе осадки, отвечающие самаровскому и тазовскому холодным этапам и мессовскому потеплению. Эти материалы, полученные по палеоботаническим работам, дают представление о неоднородности климатических условий и до настоящего времени используются для межрегиональной корреляции.

Поздний плейстоцен. Материалы по стратиграфии и палеогеографическим реконструкциям обеспечивают основу для детального воссоздания обстановок позднего плейстоцена Центральной Якутии. Примерно 120 тыс. лет назад в пределах этой области произошли существенные изменения условий седиментации и развития растительных сообществ. На высоких террасах рек Вилуя и Лены образовались торфяники; в торфе присутствуют остатки древесины. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается присутствие пыльцы хвойных пород умеренного пояса Сибири. В нижнем торфянике в изученном нами Чебыдинском разрезе на р.Вилуе Р.Е.Гитерман [1963] определила пыльцу, которая свидетельствует о распространении сосново-кедровой тайги. Такая растительность свидетельствует о климатических условиях, значительно более мягких, чем современные. Полученная И.Л.Шофман с соавторами [1977] запредельная радиоуглеродная дата более 50 тыс. лет (ГИН-892), наряду с преж-

ними датами по нашим образцам указывает однозначно на казанцевский возраст нижнего торфяника в Чебыдинском разрезе. В разрезах Чуйского и Тандинского обнажений на р.Алдана зафиксирована небольшая обратно намагниченная зона, идентифицированная как эпизод Блейк палеомагнитной эпохи Брюнес. Попытки определить радиоуглеродный возраст по образцам торфа из нижнего торфяника в Чуйском обнажении на р.Вилуе показали его запредельный возраст. Таким образом, полученные данные, а также геологические соотношения рассматриваемых отложений позволяют отнести их к началу позднего плейстоцена или к казанцевскому горизонту [Алексеев, 1978; Кайнозойские отложения..., 1984; Неогеновые и четвертичные отложения..., 1990; и др.]. Важно отметить, что выделенные осадки казанцевского горизонта отмечают заметные климатические изменения в сторону более оптимального температурного режима и повышенной влажности.

Обстановка, характерная для начала позднего плейстоцена (120–80 тыс. лет) и отмеченная глобальной перестройкой системы климатов, дегляциацией и повсеместным повышением уровня Мирового океана, достаточно отчетливо выражена как в Центральной Якутии, так и в других районах на северо-востоке Азии.

Казанцевский термический интервал начала позднего плейстоцена сменился периодом значительного похолодания. Обстановка этого времени в Центральной Якутии достаточно хорошо изучена по многочисленным разрезам ледового комплекса, аллювия, озерных отложений и золовых образований. В пределах Верхоянской горной области получило широкое распространение оледенение, которое лишь местами по долинам выходило за пределы гор. В предгорных районах на правобережье Алдана и Лены (ниже устья р.Алдана) сформировались шлейфы флювиогляциальных отложений, включающие грубообломочный материал типично верхоянского состава.

Обширная территория Центральной Якутии в это время (по принятой терминологии – муруктинское, см. табл. 4) представляла собой перигляциальную область.

Ледовый комплекс – это полигенетическая толща, состоящая из мерзлых озерных, криогенных, солифлюкционных и золовых отложений. В ней присутствуют псевдоморфозы по ледяным клиньям, различные криогенные текстуры инволюционного типа, блоки, состоящие из переслаивания алевритов с растительными остатками (главным образом детрит) с алевритами, почти лишенными растительного материала. Наблюдаются линзы погребенных озерных отложений с мелкими плохо сохранившимися раковинками моллюсков.

К отложениям муруктинского горизонта относятся также аллювиальные песчано-галечные слои низких террас крупных рек Якутии. В бассейне р.Вилуи к муруктинскому горизонту мы относим

нижнюю аллювиальную толщу II террасы. Вероятно, к этому горизонту можно отнести и нижние аллювиальные отложения II террасы р.Мархи. Единственная радиоуглеродная дата, близкая к запредельной 43100 ± 1800 лет (ГИН-896), которая получена по материалам И.Л.Шофман с соавторами [1977], нуждается в корректировке. Следует отметить, что по образцам из нижней части аллювия II террас Вилуя, Алдана и Мархи получено несколько запредельных дат – древнее 50 тыс. лет, 45 тыс. лет, 43 тыс. лет [Алексеев, 1978; Шофман и др., 1977]. Из нижней части аллювия II террасы известны находки *Mammuthus primigenius* раннего типа. Сама аллювиальная серия осадков несет следы перигляциальной обстановки. Пыльцевые анализы из этой части разреза, а также из суглинисто-супесчаных отложений, перекрывающих торфяник в Чебыдинском обнажении, отражают условия, характерные для растительности лесотундры. Анализ материала указывает, что среднегодовые температуры муруктинского времени были ниже современных.

На хронологическом уровне около 40–42 тыс. лет назад наблюдаются признаки изменения климата в сторону повышения температурного режима и влажности. Эти события зафиксированы в разрезах каргинского горизонта. Имеется ряд датированных фитоклиматических уровней, показывающих неоднородность климатического режима каргинского времени. По материалам изучения террасы р.Мархи у пос.Заозерный и покровной толщи мерзлых лёссовидных суглинков с торфяниками, в каргинском горизонте выделяется до трех слоев, в которых регистрируется потепление, и двух слоев с признаками более холодного климатического режима. Длительность каргинского времени от 42–43 тыс. лет до 25–26 тыс. лет. В течение этого времени преобладал холодный и умеренно холодный климат, шло промерзание накапливающихся осадков. В составе фауны млекопитающих изменений не отмечается. Если они и были, то носили, по нашим представлениям, лишь миграционный характер.

К каргинскому времени относится изученная Ю.А.Мочановым [1977] дюктайская культура. Радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что человек заселял берега р.Алдана 35 тыс. лет назад.

Каргинское время продолжалось до хронологического уровня около 26 тыс. лет назад, когда произошло резкое снижение температурного режима, сокращение осадков. Это событие выражено в целой серии геологических разрезов, относящихся к самому позднему верхнеплейстоценовому сартанскому горизонту. Сартанский горизонт в Центральной Якутии представлен комплексом перигляциальных, аллювиальных, делювиально-солифлюкционных, криогенных, озерных и золовых образований. Ледники сартанского оледенения в условиях дефицита влаги распространялись менее широко, чем в муруктанское время. Они не выходили за пределы Верхоянской горной области. Пе-

ригляциальная зона в Центральной Якутии формировалась в связи с палеогеографической обстановкой на севере Азии, причем существенную роль играла глубокая регрессия восточноарктических морей. В ходе регрессии произошла осушка обширных пространств мелководного шельфа. Образовалась суша, простиравшаяся по меньшей мере на 600-800 км в сторону от современной береговой линии. На этой низменной суше также существовала перигляциальная зона. Именно это событие привело к формированию крайне сурового резко континентального климата во внутриконтинентальной области Северной Азии.

Представительные разрезы сартанского горизонта выделяются нами в верхней части покровных образований, в ледовом комплексе, в разрезах I террас Вилуя, Алдана, Лены, Мархи и Тюнга. В пределах аллювиальных равнин в сартанское время широкое развитие получили песчаные пустыни с системами дюн, полями открытых песков, множеством камней со следами золотой обработки.

На рубеже около 10 тыс. лет назад происходит смена климатических условий в сторону общего повышения температур и влажности. Именно в это время формируется характерный рельеф термокарстовых депрессий, образующихся при вытаивании льдистой составляющей покровных толщ на водоразделах и террасах и – песчаных на аллювиальных равнинах. В верхней части разрезов четвертичных отложений начинают доминировать осадки озерного генезиса и торфяники.

Изменения климата в четвертичном периоде на исследуемой территории представлены на рис. 56. Для сравнения на этом же рисунке отражена динамика климатических условий для более северного региона – Восточной Арктики.

Позднеледниковье и голоцен⁵

Современные природные условия Центральной Якутии являются наиболее близким аналогом ландшафтно-климатической обстановки перигляциальных областей Северной Евразии в поздневалдайское, сартанское время. До настоящего времени климат и растительность Якутии сохраняют некоторые позднеледниковые черты [Герасимов, 1952].

Данные о климате и растительности Центральной Якутии в позднеледниковье и голоцене имеются в ряде публикаций [Андреев и др., 1989; Величко и др., 1994; Гитерман, 1963; Караваев, 1948; Томская, 1975, 1981; Хотинский, 1977; Шофман и др., 1977]. К сожалению, большинство опубликованных данных слабо или вовсе не обеспечены радиоуглеродными данными, что затрудняет возможности их корреляции.

В последние годы были получены достаточно подробные реконструкции климата и растительности для конца плейстоцена и голоцена. Количественные реконструкции климата были выполнены с использованием информационно-статистического метода [Климанов, 1976]. Реконструкции были проведены по шести разрезам озерных отложений, расположенным в различных районах Центральной Якутии, и охватывают последние 11 500 лет, причем наиболее полная спорово-пыльцевая диаграмма 10-метровой толщи сапропелей известна из оз. Большая Чабда.

Отложения аллередского и позднедриасового возраста обнаружены только в разрезах Хомустах и Большая Чабда. Радиоуглеродные даты $11\,550 \pm 120$ (ТО-5401) и $10\,400 \pm 600$ л.н. (ГИН-4176) позволяют предположить, что термокарстовые озера начали образовываться в конце позднеледниковья, в аллереде. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, в растительности преобладали степные группировки с широким участием полыней, злаков, маревых, степного разнотравья. Значительное количество пыльцы берез *sect. Nanae* и *Fruticosae* говорит о существовании обширных ерниковых зарослей. Леса произрастали, вероятно, только на наиболее благоприятных участках рельефа и были подобны современным остепненным березнякам и лиственничникам Центральной Якутии. Средние температуры июля были ниже современных на $1,5-2,5^\circ$, января – на $2-5^\circ$, года – на $3-4,5^\circ\text{C}$, осадков выпадало на 50–100 мм меньше, чем в настоящее время.

В спорово-пыльцевых спектрах позднедриасового возраста увеличилось содержание пыльцы полыней, злаков, василистников, гвоздичных и других трав, свидетельствующее об увеличении площадей, занимаемых степными полынно-злаково-разнотравными ассоциациями. Кустарниковая и, особенно, лесная растительность в значительной степени деградировала. Согласно климатическим реконструкциям, летние температуры в это время были ниже современных на 3° , января – на 6° , года – на 5°C , осадков выпадало на 150 мм меньше, чем в настоящее время.

Рубеж между позднеледниковым временем и голоценом четко проводится по резкому увеличению роли лесной растительности. Спорово-пыльцевые спектры предбореального времени свидетельствуют о господстве лиственничных и березовых лесов со степными участками, большие площади занимали ерники. Радиоуглеродные даты: $9\,990 \pm 100$ л.н. (ГИН-4173) и $9\,630 \pm 70$ л.н. (ТО-5402), полученные для вышележащих слоев сапропеля, свидетельствуют о том, что смена степных ценозов лесными произошла, как и повсюду в Северной Евразии, около 10 300 лет назад. Степные ценозы постепенно исчезали из растительности, но в разных районах Центральной Якутии в разное время; так, в окрестностях Вилуйска – около 9 800 лет назад (9750 ± 40 л.н.). В целом, прослеживается тен-

⁵ Раздел написан А.А.Андреевым, В.А.Климановым.

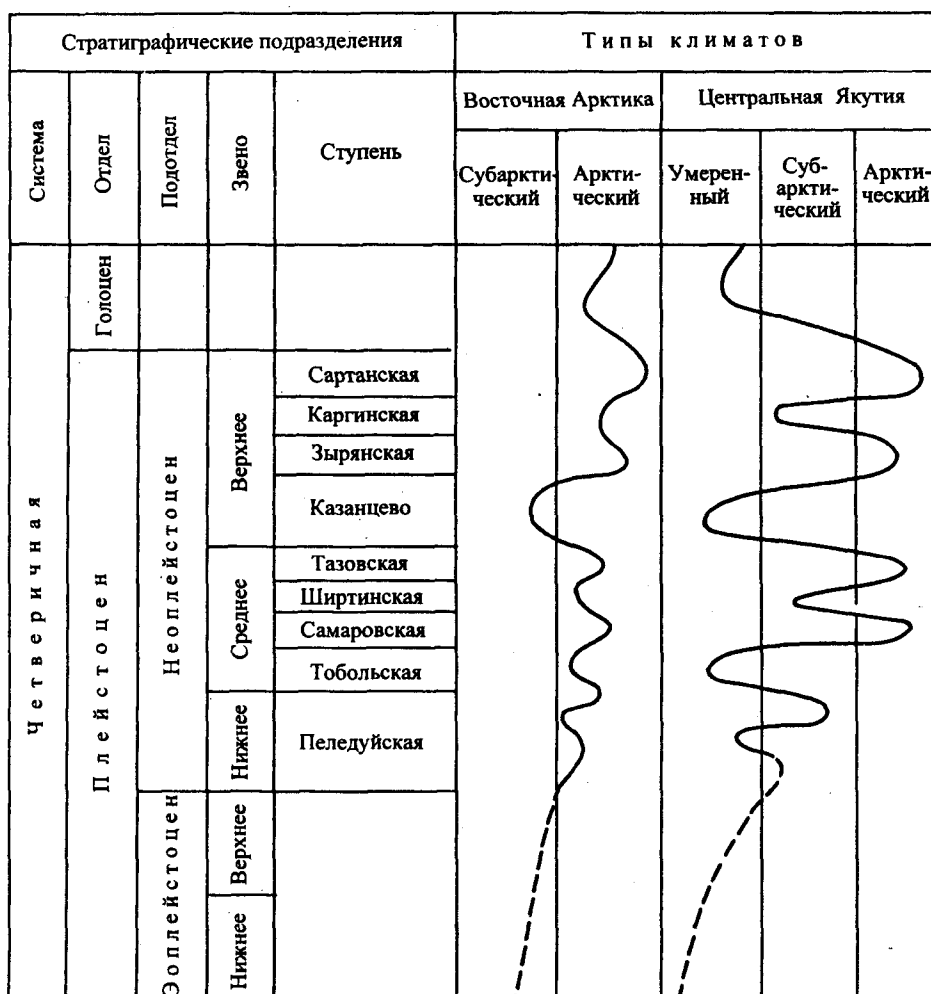


Рис. 56. Динамика климатических условий в Восточной Арктике и Центральной Якутии в четвертичном периоде (составил М.Н.Алексеев)

денция более раннего исчезновения степных ценозов на западе региона и более длительного сохранения в центральных, приленских, районах. В это же время в лиственных и березовых лесах в качестве примеси появились сосна и ель, вероятно, лишь в приречных местообитаниях.

В максимум первого предбореального потепления средние температуры июля были ниже современных на $0,5-1^{\circ}$, января – на $1-1,5^{\circ}$, года – на 1°C , осадков выпадало на 25 мм меньше, чем сейчас.

Около 9700 лет назад отмечается некоторое усиление кустарниковых ценозов, говорящее о похолодании. Спорово-пыльцевые спектры указывают на доминирование березовых и березово-лиственных лесов с участием ольховников, чередующихся с ерниками.

Средние температуры июля были ниже современных на 2° , января – на 4° , года – на 3°C , осадков выпадало на 75 мм меньше, чем в настоящее время.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам слоев сапропеля, датированных концом предбореального периода, в растительном покрове господствовали лиственные и березовые леса. Значительные площади занимали заросли из березы, тощей и кустарниковой.

Средние температуры июля были ниже современных на $0,5-1^{\circ}$, января – на 2° , года – на $1,5^{\circ}\text{C}$, осадков выпадало на 75 мм меньше, чем в настоящее время.

Предбореально-бореальный рубеж. Указанный рубеж хорошо фиксируется по дальнейшему увеличению содержания пыльцы древесных пород (главным образом берез *sect. Albae*). В растительном покрове Центральной Якутии доминировали лиственно-березовые леса с участием ольховника, но большие площади были по-прежнему заняты ерниковыми формациями. Значительное усиление лесной растительности произошло около 9300 лет назад. Палеоклиматические реконструкции показывают, что средние температуры июля в это время могли быть ниже современных на $1,5^{\circ}$, января – на $3-4^{\circ}$, года – на $2,5^{\circ}\text{C}$, осадков выпадало примерно на 50 мм меньше, чем в настоящее время.

В слоях сапропеля, отложившихся в середине бореального периода 8 370 ± 400 лет назад (ГИН-4167), обнаруживается увеличение количества пыльцы ели и сосны, что говорит о появлении еловых и сосновых древостоев в Центральной Якутии. Одновременное уменьшение содержания

пыльцы кустарниковых видов берез говорит о деградации ерниковых формаций. Лиственничные и березовые леса продолжали оставаться господствующим типом растительности.

В максимум бореального потепления (так называемый бореальный термический максимум, отмечаемый повсюду в Северной Евразии) все температурные показатели были ниже современных на 0,5–1°C, осадков выпадало на 25 мм меньше, чем в настоящее время.

В озерных слоях, накопившихся в конце бореального периода, количество пыльцы сосны и ели уменьшается, а кустарников – увеличивается, свидетельствуя об исчезновении древостоев ели и сосны и о восстановлении ерниковых зарослей. Реконструируемые температуры июля были ниже современных на 1,5–2°, января – на 3°, года – на 2,5°C, осадков выпадало на 50–75 мм меньше, чем в настоящее время.

Бореально-атлантический рубеж. Этот рубеж хорошо прослеживается по увеличению в спорово-пыльцевых спектрах содержания пыльцы берез *sect. Albae*. В ряде районов (окрестности оз. Богуда) почти исчезли остепненные участки, значительно сократились заросли кустарников. В Центральной Якутии господствовали лиственничники со значительным участием древесных берез и березняки.

Для бореально-атлантического рубежа характерны даты, полученные для слоев сапропеля в разрезах: Хомустах 7 950±50 л.н. (ГИН-4173); в разрезе Богуда вышележащие слои сапропеля датированы 7 780±100 л.н. (ГИН-4510); Чабада (вышележащие слои) – 7 740±70 л.н. (ГИН-4488). Палеоклиматические реконструкции показали, что средние температуры июля были ниже современных на 0,5°, января – на 1–1,5°, года – на 1°C, осадков выпадало на 50 мм меньше, чем в настоящее время.

В слоях сапропеля, отложившихся около 7900 лет назад (дата 7880±120 л.н., ГИН-4171), полученная для вышележащих слоев сапропеля в разрезе Хомустах), наблюдается значительное количество пыльцы кустарников, что свидетельствует о расширении площадей ерниковых ценозов. Исчезновение сосновых древостоев из окрестностей оз. Большая Чабада связано, по-видимому, с пожаром, что подтверждается синхронным увеличением содержания пыльцы полыни, но ухудшение климата в это время, безусловно, сказалось на растительных сообществах.

Средние температуры июля этого кратковременного похолодания были ниже современных на 1°, января – на 3°, года – на 2°C, осадков выпадало на 75 мм меньше, чем в настоящее время.

Около 7800 лет назад отмечается деградация кустарниковых ценозов; значительное участие в лиственничных лесах по-прежнему принимали береза, сосна и ель. В кустарниковом ярусе встречались ольховник и береза тощая. Реконструируемые температуры июля были выше на 0,5°, а среднего-

довые температуры оставались ниже современных примерно на 0,5°C, что связано, вероятно, с низкими зимними температурами, средние температуры января были ниже современных на 1°C, осадков выпадало примерно на 25 мм меньше, чем в настоящее время.

Небольшое увеличение содержания пыльцы кустарников в вышележащих слоях озерных осадков свидетельствует об усилении роли кустарниковых ценозов. Палеоклиматические реконструкции показывают, что средние температуры были ниже современных на 0,5–1°C, осадков выпадало на 25 мм меньше, чем в настоящее время.

В конце первой трети атлантического периода вновь повышается роль древесной растительности (лиственничных лесов с участием сосны и березы). Реконструируемые температурные показатели были выше современных на 0,5°C, осадков было больше на 25 мм.

Спорово-пыльцевые спектры слоев сапропеля, отложившихся в середине атлантического периода (разрез Хомустах – 7050±100 л.н. (ГИН-4170) и разрез Богуда – 6390±80 л.н. (ГИН-4507)), содержат большое количество пыльцы берез *sect. Nanae* и *Fruticosae*. В древостоях господствовали лиственница и береза, площади еловых и сосновых древостоев частично сократились. Значительные площади занимали кустарниковые ценозы.

Максимум этого похолодания приходится, как и во многих районах Северной Евразии, примерно на 6400 лет назад. Средние температуры июля в это время были ниже современных примерно на 1°, января, вероятно, на 2°, года – на 1,5°C, осадков было на 50 мм меньше, чем в настоящее время.

Отложения последней трети атлантического периода хорошо выделяются по резкому повышению содержания пыльцы сосны, свидетельствующего о появлении сосновых лесов в Центральной Якутии. Радиоуглеродная дата 6 390±80 л.н. (ГИН-4507), полученная для сапропеля оз. Богуда, и дата 6 060±50 л.н. для оз. Краденое фиксируют одновременное появление значительных массивов сосновых лесов в Центральной Якутии [Хотинский, 1977]. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о существовании лиственничных и лиственнично-березовых лесов на суглинистых почвах, в то время как на песчаных почвах массовое развитие получили сосновые леса. Климат последней трети атлантического периода был также наиболее благоприятным для развития еловых древостоев. Палеоклиматические реконструкции выявляют четыре потепления и три разделяющих их похолодания. Максимум потепления отмечается около 5 500 лет назад, для этого времени получены датировки по разрезам Мадыгара – 5480±70 л.н. (ГИН-5151); 5530±60 л.н. (ГИН-5150); Нуочага – 5550±70 л.н. (ГИН-4483); Богуда – 5570±80 л.н. (ГИН-4505).

Реконструированные средние температуры в это время были выше современных примерно на 1,5°C,

осадков выпадало на 50 мм меньше. В потепление, прослеживаемое около 6000 лет назад, средние температуры июля были выше современных на 1°, января – на 1,5–2°, года – на 1,5°C, осадков выпадало несколько больше, чем в настоящее время. В похолодание, разделяющее эти два потепления, средние температуры и осадки были близки к современному (или чуть ниже).

После максимального потепления около 5500 лет назад наблюдаются еще два потепления: первое около 5100 лет назад (5110±80 л.н. (ГИН-4172)) и второе около 4600–4700 лет назад (4620±50 л.н. (ГИН-4169)). В эти потепления температуры были выше современных примерно на 0,5°C, а осадков выпадало больше примерно на 25 мм. В разделяющее эти потепления похолодание температуры июля были ниже современных примерно на 0,5°, января – на 1°, года – на 0,5–1°C, осадков выпадало меньше на 25–50 мм.

Атлантико-суббореальный рубеж. Этот рубеж прослеживается по уменьшению содержания пыльцы деревьев, особенно ели и отчасти сосны, и по возрастанию содержания пыльцы ольховника, берез *sect. Nanae* и *Frutico-sae*. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, на территории Центральной Якутии господствовали лиственничные леса с участием березы и сосны, на песчаных почвах преобладали сосновые леса, значительные площади занимали ерники. Наличие двух ¹⁴C датировок по разрезам Хомустах – 4620±50 л.н. (ГИН-4169) и Нуочага – 4460±50 л.н. (ГИН-4494) позволяет отнести максимум похолодания к 4500 лет назад. В это время средние температуры июля были ниже современных на 1,5°, января – на 2–3°, года – на 2°C, осадков выпадало на 50 мм меньше, чем сейчас.

Около 4000 лет назад (радиоуглеродная дата из разреза Богуда 4000±100 л.н. (ГИН-4504)) уменьшилась площадь кустарниковых ценозов, больше стало ели и сосны. Палеоклиматические реконструкции показывают, что средние температуры июля были выше современных на 0,5°, января – на 1,5°, года – на 1°C, осадков выпадало на 25 мм меньше, чем в настоящее время.

В слоях сапропеля, отложившихся около 3600 лет назад, снижается участие пыльцы деревьев, особенно сосны и ели, свидетельствуя о сокращении их древостоев. Реконструированные температуры ниже современных на 0,5°C, осадков выпадало на 50 мм меньше.

Около 3500 лет назад (дата 3610±100 л.н. (ГИН-5148) из разреза Мадьягара) увеличились площади еловых древостоев, а ерников – сократились. Господствующими типами растительности были лиственничные леса с участием березы, сосны и ели, а на песчаных почвах – чистые сосновые леса. Реконструируемые температуры были выше современных на 0,5–1°C, осадков выпадало на 50–75 мм больше, чем сейчас.

В слоях сапропеля, отложившихся около 3300 л.н.

(дата, полученная по разрезу Чабата, 3250±70 лет назад (ГИН-4492)), вновь уменьшилось содержание пыльцы ели, а пыльцы кустарников – увеличилось. В растительности преобладали лиственница, леса с участием березы и сосны и сосновые леса. Палеоклиматические реконструкции говорят о кратковременном похолодании с температурами ниже современных на 1°C, осадков выпадало на 25–50 мм меньше.

Подобное похолодание произошло и около 3000 л.н. (дата 3000±70 л.н. (ГИН-5146) из разреза Мадьягара). Средние температуры июля были ниже современных на 1°, января – на 2°, года – на 1,5°C, осадков выпадало на 50 мм меньше, чем в настоящее время. Средние температуры разделяющего их потепления были выше современных на 0,5°C, осадков выпадало на 25–50 мм больше, чем в настоящее время.

В конце суббореального периода, 2500–3000 лет назад (разрез Богуда, 2530±80 л.н. (ГИН-4502) и 2650±90 л.н. (ГИН-4505)), палеоклиматические реконструкции выявляют потепление со средними температурами на 0,5°C выше современных, осадков выпадало на 25 мм больше.

Суббореально-субатлантический рубеж. Суббореально-субатлантический рубеж прослеживается по некоторому увеличению кустарниковой растительности, которое фиксируется около 2500 лет назад. Реконструируемые температуры июля были выше современных на 1°, января – на 2°, года – на 1,5°C, осадков выпадало меньше на 50 мм. Растительный покров Центральной Якутии в субатлантическом периоде не отличался от современного, основную массу лесов составляли лиственничные и лиственнично-березовые, на песчаных почвах – сосновые леса. В поймах рек, как и в настоящее время, встречались чистые ельники. Значительное участие в растительности принимали ерники. В периоды похолодания происходило усиление кустарниковой растительности, а в потепления роль кустарников снижалась. Наиболее значительным было потепление около 1000 л.н., в малый климатический оптимум голоцена. Средние температуры были выше современных на 0,5–1°C, осадков выпадало на 25 мм больше. В это же время значительное развитие получили еловые древостои.

До этого потепления палеоклиматические реконструкции выявляют еще три потепления со средними температурами на 0,5°C выше современных и осадками на 25 мм больше. Первое из этих потеплений произошло, судя по имеющимся датировкам (2110±70 л.н. (ГИН-4500), 2100±100 л.н. (ГИН-5145) и 2170±70 л.н. (ГИН-5144), 2180±100 л.н. (ГИН-4490)), около 2200–2300 лет назад. Дата 1610±70 л.н. (ГИН-5142) из разреза Мадьягара позволяет отнести третье потепление к 1600–1700 лет назад. В разделяющие эти потепления похолодания средние температуры были ниже современных на 1°C, количество осадков близко современному.

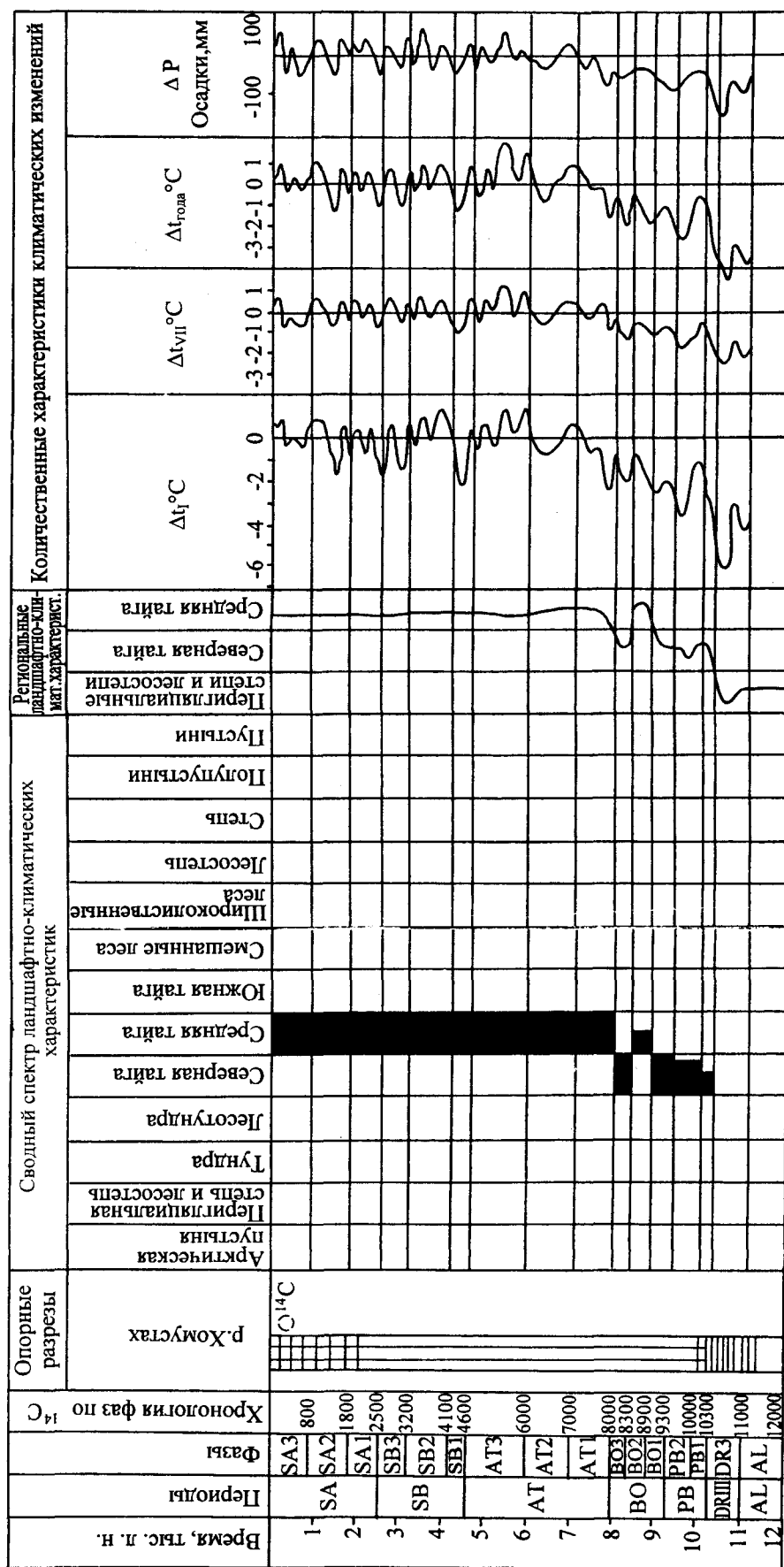


Рис. 57. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий Центральной Якутии в голоцене (составили А.А.Андреев и В.А.Климанов)
Условные обозначения см. на рис. 36

Около 1500 лет назад фиксируется значительное похолодание, в которое средние температуры июля меньше современных примерно на 1°, января – на 2°, года – на 1,5°C, осадков выпадало меньше примерно на 50 мм.

В похолодание, наступившее после малого климатического оптимума голоцена, средние температуры июля были ниже современных на 1°C, января и года – близки современным, осадков выпадало примерно на 50 мм меньше, чем в настоящее время. Таким образом, по полученным палинологическим и радиоуглеродным данным на территории Центральной Якутии в послеледниковое время господствовали полынно-злаково-разнотравные сообщества, остепненные островные леса и ерники.

С переходом к предбореальному времени доминирующим типом растительности стали лиственные леса с большим участием березы. Степные ценозы в разных районах Центральной Якутии исчезали из растительности постепенно: в окрестностях оз.Хомустах – около 9600 лет назад; в окрестностях оз.Богуда – в начале атлантического периода, а в окрестностях оз.Краденое – около 6000 лет назад. Таким образом, облесение остепненных участков – процесс длительный, растянутый во времени и пространстве. Прослеживается тенденция: чем дальше в направлении на юго-восток, тем дольше сохранялись степные ландшафты; и в настоящее время наиболее обширные степные участки существуют на Лено-Амгинском междуречье.

Максимальное развитие еловых лесов было в последнюю треть атлантического периода, хотя и в середине бореального периода отмечается усиление роли в древостоях; для существования ельников также были благоприятны середина суббореального

периода и малый климатический оптимум голоцена. Чистые еловые древостои существовали (как и в настоящее время) только в поймах рек.

Сосновые леса в Центральной Якутии появляются около 6000 лет назад, хотя в отдельные периоды (бореальный термический максимум, конец первой трети атлантического периода) сосна принимала определенное участие в растительности, но массовое развитие сосняки получили около 6000 лет назад.

Ерники, игравшие большую роль в растительности Центральной Якутии в позднеледниковое и отчасти предбореальное время, позднее значительно сократили свои площади, несколько увеличивая их при похолоданиях климата.

Осредненные палеоклиматические реконструкции по палинологическим данным позволили проследить изменения климата от аллерада до настоящего времени (рис. 57). До климатического оптимума голоцена (4500–6000 лет назад) прослеживается ритмично направленное потепление. После оптимума голоцена происходили неоднократные изменения климата. Общую тенденцию в изменении температур подметить трудно, а в отношении осадков можно сказать, что вторая половина голоцена была более влажной.

Внутри всех периодов голоцена и в позднем дриасе наблюдаются неоднократные изменения климата. Амплитуды изменения среднегодовых температур больше, чем у средних температур июля, что может быть связано с еще большей амплитудой изменения зимних температур. Почти на всем протяжении голоцена в периоды потепления происходило увеличение осадков, а в периоды похолодания – их уменьшение.

Глава 6

СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ

Введение¹

Для Северо-Востока Азии (Восточная Якутия, Чукотка, Северное Приохотье) наиболее подходит следующая схема структурно-фациального и палеоклиматического районирования: арктические побережья Восточной Якутии, впадины и предгорные прогибы Верхояно-Колымской горной страны, впадины Охотского побережья [Палеоген и неоген ..., 1989]. В тектоническом отношении регион приурочен к мезозойской складчатой области, осложненной зонами тектономагматической активизации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Момо-Селеняхской рифтовой системы. На шельфовые и внутриконтинентальные структуры Северо-Востока оказали влияние особенности тектонического развития смежных регионов, в частности, Американо-Северо-Азиатского суббассейна Северного Ледовитого океана.

В настоящее время Северо-Восток Азии – это регион с суровым и холодным климатом, здесь близ г.Оймякона находится полюс холода Северного полушария. Показатели современного климата: среднегодовая температура воздуха в г.Верхоянске $-15,6^{\circ}\text{C}$, в г.Оймяконе $-16,5^{\circ}\text{C}$, в г.Зырянке -12°C ; абсолютный минимум температур, соответственно, -68 , -71 , -61°C , средняя температура июля $+15,3$, $+14,5$, $+15,3^{\circ}\text{C}$; среднегодовая сумма осадков 142, 167, 264 мм [Щербаков, 1975]. Весь регион расположен практически в области сплошной многолетней мерзлоты, ее мощности достигают 500 м и более, а температуры грунтов на уровне нулевых годовых колебаний изменяются от $-2\div-3$ до $-10\div-11^{\circ}\text{C}$.

Исследуемая территория расположена между 59 и 76° с.ш. По побережью Северного Ледовитого океана располагается зона арктических тундр, южнее – зона типичных тундр (моховые, лишайниковые, кустарничковые и кустарниковые формации); далее на юг – лиственничная лесотундра и лиственничные северотаежные леса; в горах выражена вертикальная поясность: внизу – лиственничники с подлеском из кедрового стланика, выше – лиственничные редколесья, еще выше – заросли кедрового стланика. Тополево-чозениевые леса известны по рекам Омолон, Большой и Малый Анюй. На побережье Охотского моря, по долине Малого Анюя

изредка отмечается высокоствольная береза. Индикатором сухости климата внутренних межгорных котловин служат участки лугово-степной растительности, приуроченные к их нижним склонам. По составу ценозов они мало отличаются от центральной якутских лугостепей и горных разнотравно-злаковых степей Забайкалья.

Проблемами климата кайнозоя этого региона занимались М.Н.Алексеев, Г.С.Ананьев, А.А.Ахметьев, А.А.Архангелов, Ю.П.Баранова, Б.В.Белая, В.Г.Беспалый, С.Ф.Бискэ, Т.Д.Боярская, Л.Ю.Буданцев, А.П.Васьковский, Р.Е.Гитерман, О.В.Гриненко, М.П.Гричук, Л.П.Жарикова, В.Р.Иванов, Т.Н.Каплина, Г.Г.Карташова, И.Б.Кистерова, И.А.Кулькова, С.А.Лаухин, А.В.Ложкин, В.Л.Никитин, Е.И.Полякова, Н.О.Рыбакова, В.Н.Сакс, С.В.Томирдиаро, Л.И.Фатьянова, А.Ф. Фрадкина, А.В.Шер, Н.А.Шило, Б.А.Юрцев и многие другие исследователи.

Отложения палеогена, неогена и четвертичного периода на Северо-Востоке распространены как в пределах межгорных впадин, так и на низменностях арктического побережья. Осадки имеют преимущественно континентальный генезис и лишь в окраинных частях территории, в частности, на Чукотке, встречаются морские отложения. В условиях прерывистого распространения отложений для определения относительного возраста первостепенное значение имеет палинологический метод, однако всегда принимаются во внимание материалы и по другим методам. На обзорной карте (рис. 58) показаны основные районы, где известны разрезы кайнозоя как естественных обнажений, так и скважин [Лаухин, 1994]. За период с 1975 г., после проведения 2-го межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока России, накоплен значительный материал, что позволяет уточнить стратиграфию палеогена и неогена описываемой территории. Эти материалы представлены в новых публикациях [Палеоген и неоген ..., 1989; Волобуева и др., 1990, вып. 2; и др.]. К числу опорных разрезов принадлежат скважины Куларского района (бассейны рек Яна, Омолон), низовьев р.Колыма (четыре параметрические скважины); значительные материалы получены по скв.1 на о-ва Айон, по скважинам в Анюйской, Чаунской, Ванкаремской, Кавинско-Тауйской и другим впадинам.

¹ Раздел написан А.Ф.Фрадкиной.

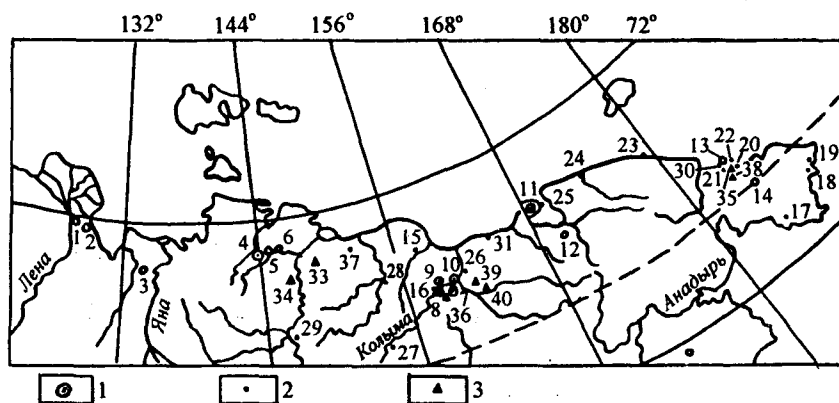


Рис. 58. Схема расположения основных разрезов, по которым получен материал для реконструкции палеоклиматов (по С.А.Лаухину [1994])

Разрезы: 1 – палеогеновые, 2 – неогеновые, 3 – плейстоценовые

Накопленный материал по палеоботаническим, в основном палинологическим, данным позволяет судить о флуктуациях климата от палеоцена до голоцена включительно.

Палеоген и неоген²

В сводном разрезе палеогена на Северо-Востоке России выделено 10 стратиграфических уровней, охарактеризованных палинокомплексами (ПК) I–X. Как правило, это континентальные отложения, реже – прибрежно-морские и морские.

Палеоцен

По палинологическим данным предпринята попытка выделения обоих подотделов палеоцена; нижний подотдел охарактеризован двумя ПК, верхний – одним.

Ранний палеоцен. В основании палеоцена выделен саканьинский региональный горизонт с ПК-I – саканьинская свита в Индигиро-Зырянском прогибе, отложения скв. 10 и скв. 15 в Приколымье, укывеевская свита в Колючинской губе, верхнерарыттинская подсвита (р.Анадырь). Отложения представлены глинами, песками, углями; мощность от 0,5 до 198,5 м.

Как ПК-I, так и остальные палинокомплексы сравнивались с палинологическими материалами других территорий Северной Азии. На основании очень большого сходства с ПК верхнерарыттинской подсвиты бассейна р.Анадырь [Маркевич, 1990] возраст саканьинской свиты и ее аналогов определен как датий, скорее всего, его низы.

Для начала раннего палеоцена реконструируется лесной тип растительности – леса, чаще сосново-таксодиевые, на пониженных участках – листопадные, широколиственные, со значительным участием вечнозеленых (элитранте, альфароа, магнолия и др.) и малой долей берез и ольхи; произрастали также предполагаемые древние мириковые (*Triatripollenites con-*

fusus и др.); в нижнем ярусе много папоротников, возможно, некоторые из них были древовидные.

Значительное участие таксодиевых (в настоящее время распространенных в Мексике, Калифорнии, Юго-Восточном Китае), присутствие альфароа, ореамуноа (современные ареалы в Центральной Америке), ниссы, магнолиевых, лорантовых в сочетании с листопадными (орех, граб и др.) позволяет предполагать влажный субтропический климат.

ПК-II выявлен в более молодых отложениях раннего палеоцена, объединенных в тимкинский региональный горизонт (тимкинская свита в нижнеколымском разрезе, низы согинской свиты в Северном Верхоянье, низы шаманиховской свиты в Приколымье и др.); отложения представлены разноцветными глинами, реже углями, мощность до 45 м. Систематический состав ПК-II аналогичен таковому в ПК-I. В отличие от первого палинокомплекса резко (до 70%) увеличилась роль пыльцы покрытосеменных, господствуют *Triatripollenites confusus*, *Triporepollenites plicoides*, *Juglans*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Magnolia*, *Nyssa* и др., иногда много спор cf. *Polypodiaceae*; голосеменные – *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Keteleeria*, различные *Taxodiaceae* – в подчинении. Принадлежность ПК-II к раннему палеоцену определена по сходству с ПК нижнекивдинской подсвиты Зее-Буреинской депрессии [Братцева, 1969].

Леса в эту эпоху состояли преимущественно из покрытосеменных, среди которых господствовали растения, близкие к мириковым (*Triatripollenites* и др.), но было заметно участие таких теплолюбивых, как энгельгардия, нисса, альфароа, платикария; имели место и сосново-таксодиевые группировки, а также заросли папоротников, участие берез и ольхи было незначительным. Климат, скорее всего, мало изменился по сравнению с началом раннего палеоцена – был очень теплым и влажным.

Поздний палеоцен. К позднему палеоцену относятся верхнесогинская свита Северного Верхоянья, янтарнинская толща Кулара, отложения скв. 91 в Анюйской впадине и др. Литология – угли, глины, реже пески, песчаники, алевролиты; мощность до 100 м.

² Раздел написан А.Ф.Фрадковой, О.В.Гриненко, С.А.Лаухиным.

В ПК-III этого уровня господствует (до 80%) пыльца различных голосеменных; пыльца покрытосеменных – в подчинении (15–20%), однако состав ее близок к таковому из ПК-II. К позднему палеоцену ПК-III и вмещающие породы отнесены на основании сходства с палеоценовым ПК Енисейского кряжа [Кулькова, Лаухин, 1975].

Растительность была представлена в основном таксодиево-сосновыми и сосново-таксодиевыми лесами. Меньшие площади занимали смешанные полидоминантные леса из листопадных и вечнозеленых покрытосеменных – ореха, граба, гикори, лапины, падуба, восковника, комптонии, альфароа, ореамуноа, каштана, ильмовых, магнолии, ликвидамбра, платикарии и древних мирковых. Такой растительный покров также позволяет предполагать теплый климат, близкий к условиям раннего палеоцена, однако господство хвойных формаций в растительном покрове может свидетельствовать о незначительном похолодании.

Эоцен

Отложения эоцена распространены от Северного Верхоянья до Чукотки и Северного Приохотья, наблюдаются в естественных выходах и скважинах.

Ранний эоцен (первая половина). К началу раннего эоцена относится кенгдейский региональный горизонт (быковская, кенгдейская свиты, кунгинская толща Северного Верхоянья, часть шаманиховской свиты Приколымья); это пески, глины, алевроиты, песчаники, реже галечники и бурые угли; мощность 15–700 м.

В ПК-IV кенгдейского горизонта доминанта – пыльца голосеменных; субдоминанта – наиболее термофильные покрытосеменные, причем появились новые виды – *Carya simplex*, *Quercus conferta*, *Q. graciliformis*, *Ulmoides planeraeformis*, *Loranthus elegans* и др., увеличилось содержание мелкой трехбороздной пыльцы; характерны *Fothergilla vera*, *Reevesiapollis lubomirovae*, *Pistillipollenites mcgregorii*, не встречающиеся в палеоценовых ПК. Эоценовый возраст установлен на основании сравнительного анализа с эоценовыми ПК Енисейского кряжа [Кулькова, Лаухин, 1975] и других регионов, а также по присутствию эоценовых динофлагеллат; принадлежность исследованных палинокомплексов к самым низам эоцена подтверждается определениями листовых отпечатков из кенгдейской и быковской свит и кунгинской толщи Северного Верхоянья Л.Ю.Буданцевым и М.А.Ахметьевым; подробно эти материалы изложены в монографии “Палеоген и неоген Северо-Востока СССР” [1989].

В начале раннего эоцена облик растительной биоты изменился довольно заметно, особенно это касается покрытосеменных. Продолжали развиваться лесные формации, в основном сосново-широколиственные с заметным участием вечнозеленых. В составе лесов в древостой входили сосны,

ели, береза, ольха, гикори, орех, дзельква, граб и многие другие листопадные, а также более теплолюбивые магнолиевые, тутовые, аралиевые, альфароа, энгельгардия, вечнозеленые дубы, ремнецветник, зонтичная сосна, секвойя, метасеквойя и другие, а также троходендрон, платан, бук, ликвидамбр. Многие из современных видов этих родов приурочены сейчас к тропикам и субтропикам (каштанодуб и др.). Поэтому представляется возможным оценить климат начала раннего эоцена как теплый, влажный, возможно, наиболее благоприятный из теплоумеренных с элементами субтропиков. Количественные показатели климата были получены с помощью метода совмещения климатограмм родов [Гричук и др., 1987]. Средняя температура воздуха июля +20–+25°, января +7–+10°C, среднегодовое количество осадков до 1000 мм [Волкова и др., 1990].

Ранний эоцен (вторая половина) – средний эоцен (первая половина). Этот возрастной уровень известен как тастахский региональный стратиграфический горизонт [Решения ..., 1978]; в него входят тастахская свита (р.Индибирка), эмгендженская толща (Северное Верхоянье), диринская свита (Кулар), анжуйская свита (Новосибирские острова), разрез 291 (Приколымье) и др. Отложения сложены глинами, алевроитами, реже песками, песчаниками, углями, мощность от первых метров до 125 м.

ПК-V тастахского уровня имеет такой же систематический состав, как и ПК-IV, но количественные соотношения компонентов изменились. В ПК-V наблюдается резкое преобладание пыльцы покрытосеменных (до 90–95%) за счет увеличения содержания мелкой трехбороздной пыльцы (до 55–99%).

Более четкое представление о характере ПК-V можно получить из диаграммы спорово-пыльцевого состава эмгендженской толщи. Пыльца хвойных – Pinaceae и Taxodiaceae, споры в числе сопутствующих.

Эоценовый возраст отложений тастахского горизонта по спорам и пыльце с учетом карпологических находок доказывался неоднократно [Кулькова, 1973; Фрадкина, 1983; Фрадкина и др., 1979]. Эоценовые динофлагеллаты – *Wetzelia articulata*, *Deflandrea phosphoritica* найдены также в анжуйской свите Новосибирского архипелага. В настоящее время, в связи с новыми данными по зональному расчленению эоцена Западной Сибири по динофлагеллатам [Кулькова, 1987], возраст отложений тастахского горизонта изменен и принимается как верхняя половина раннего – нижняя половина среднего эоцена (по схеме 1975 года – средний эоцен – низы позднего эоцена).

В тастахское время на Северо-Востоке России были распространены преимущественно полидоминантные широколиственные леса из листопадных и вечнозеленых пород; в их числе – каштан, каштанодуб, восковник, комптония, орех, гикори, альфароа, ореамуноа, энгельгардия, миртовые, нисса, ликвидамбр, древние ильмовые, ремнецвет-

ник, фотергилла, хамамелис и др.; сосны, ели, таксодиевые были, по-видимому, в примеси; заметна роль растений (в частности, по пыльце рода *Pistillipollenites*), которые связываются с современными теплолюбивыми семействами *Trilliaceae*, *Momimiaceae*, *Dilliniaceae*. Климат тастахского времени оценивается [Кулькова, 1973; Фрадкина и др., 1979; и др.] как очень теплый, влажный, близкий к субтропическому. С помощью метода совмещения климатограмм родов получены следующие климатические показатели: средняя температура воздуха июля $+20 - +22^\circ$, января $+10 - +12^\circ\text{C}$ [Волкова и др., 1990]. Этот отрезок времени (конец раннего – начало среднего эоцена) связывается с климатическим оптимумом эоцена, выявленным во многих регионах Земли. Ландшафты оптимума эоцена представлены на рис. 59.

Средний эоцен (вторая половина) – поздний эоцен (первая половина). Первой стадии ухудшения климата после проявления климатического оптимума эоцена соответствует ПК-VI – тирехтяюринская свита Приколымья, эльгандинская свита Индигиро-Зырянского прогиба, тенкиченская свита Кулара и др. Породы – глины, лигниты, суглинки, меньше – песчаные разности; мощность 14–250 м. Систематический состав ПК-VI практически тот же, что и ПК-V. Отличия от ПК-V: снизилось содержание пыльцы покрытосеменных (порядка 60%), увеличилось количество различных хвойных – *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Metasequoia*, *Cryptomeria* и других, причем обычно сем. *Taxodiaceae* преобладает над *Pinaceae*; снизилась частота встречаемости типично эоценовых *Loranthus*, *Angarine*, *Cardiospermum*, *Reevesiapollis* (виды те же, что в ПК-V), стало меньше пыльцы вечнозеленых покрытосеменных. Этот ПК, несомненно, эоценовый, но уменьшение в нем типично эоценовых элементов позволяет (с определенной долей условности) поместить отложения с ПК-VI выше тастахского горизонта.

По данным ПК-VI, реконструируются в основном широколиственные листопадные леса с примесью вечнозеленых; основные лесообразующие породы – орех, гикори, дуб, граб, липа, бук, нисса, сумах, каштан, восковник; редкие – ликвидамбр, миртовые, древние ильмовые; исключительно редкие – фотергилла, хамамелис и др.; на возвышенных участках – леса смешанные, хвойно-широколиственные с ольхой и березой.

Климат был влажный, очень теплый, скорее теплоумеренный. По методу построения климатограмм получены следующие показатели: средняя температура июля $+22 - +25^\circ$, января $+3 - +6^\circ\text{C}$ (для отложений в скв. 1 о-ва Айон). По сравнению с оптимумом можно предполагать снижение зимних температур.

Поздний эоцен (вторая половина). Отложениям второй половины позднего эоцена соответствует ПК-VII. К этому уровню относится лакеевская свита в устье р.Омолон, разрез 107 в Приколымье,

ортостанская свита на п-ове Буорхая, отложения на р.Ланковая, вулканогенно-осадочная толща в Северном Приохотье и др. Породы – глины, пески, реже песчаники, алевролиты; мощность 50–70 м.

Систематический состав ПК-VII аналогичен таковому в ПК IV-VI эоцена, но количественные показатели иные. Увеличилось содержание пыльцы сем. *Pinaceae* (до 30–40%) и *Betula*, *Alnus* (до 20%); среди пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных (20–25%) – в основном листопадные, реже вечнозеленые; редки типично эоценовые *Loranthus*, *Angarina* и др. В отложениях лакеевской свиты найдены карпоиды эоценового возраста [Палеоген и неоген..., 1989]. К концу позднего эоцена ПК VII отнесен на основании сравнения с палинокомплексами подстилающих и перекрывающих отложений и при сравнительном анализе с ПК других регионов.

В конце позднего эоцена могли произрастать смешанные широколиственно-мелколиственно-сосновые леса. Роль вечнозеленых растений в составе лесов была мала. Участие кустарниковых берез и ольховника, увеличение роли сосновых и мелколиственных березовых лесов в составе растительности свидетельствуют о дальнейшем относительном похолодании. Климат был еще достаточно теплым и влажным (теплоумеренным), но все же менее влажным, чем в предыдущем интервале.

Олигоцен

О характере растительности олигоцена, которая претерпела заметные изменения, можно судить, проведя анализ трех типов палинокомплексов – ПК VIII, IX и X.

Ранний олигоцен (первая половина). ПК-VIII характеризует отложения нижнеколымского регионального горизонта – сиктяхской свиты Кулара, хоронгской свиты на п-ове Буорхая, нижнеколымской свиты в устье р.Омолон, интервала 564–588 м в скв. 1 на о-ве Айон, в нижнечаанайской подсвите Чаунской впадины и др. Породы – глины, лигниты, пески, реже – галечники, гравий; мощность от 3 до 110 м.

В ПК-VIII доминируют: сем. *Pinaceae*, в основном различные *Pinus*, меньше *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus* и мелколиственные *Alnus* и *Betula*. Покрытосеменные-термофилы представлены в основном листопадными *Juglans polyporata*, *Tilia*, *Acer*, *Fagus*, *Castanea*, реже *Nyssa*, *Sterculiaceae*, *Magnolia*, *Liquidambar*. Немногочисленны *Taxodiaceae*, *Ginkgo*, *Podocarpus*; *Alnaster* и *Betula* (кустарниковые формы) – до 3%. Упомянутые ранее типично эоценовые элементы не встречаются. Очень редки *Tricolporopollenites*, *Ulmoideipites*. В нижнеколымском разрезе определены олигоценовые плоды и семена [Палеоген и неоген..., 1989]; здесь расположен непосредственный контакт с отложениями конца позднего эоцена.

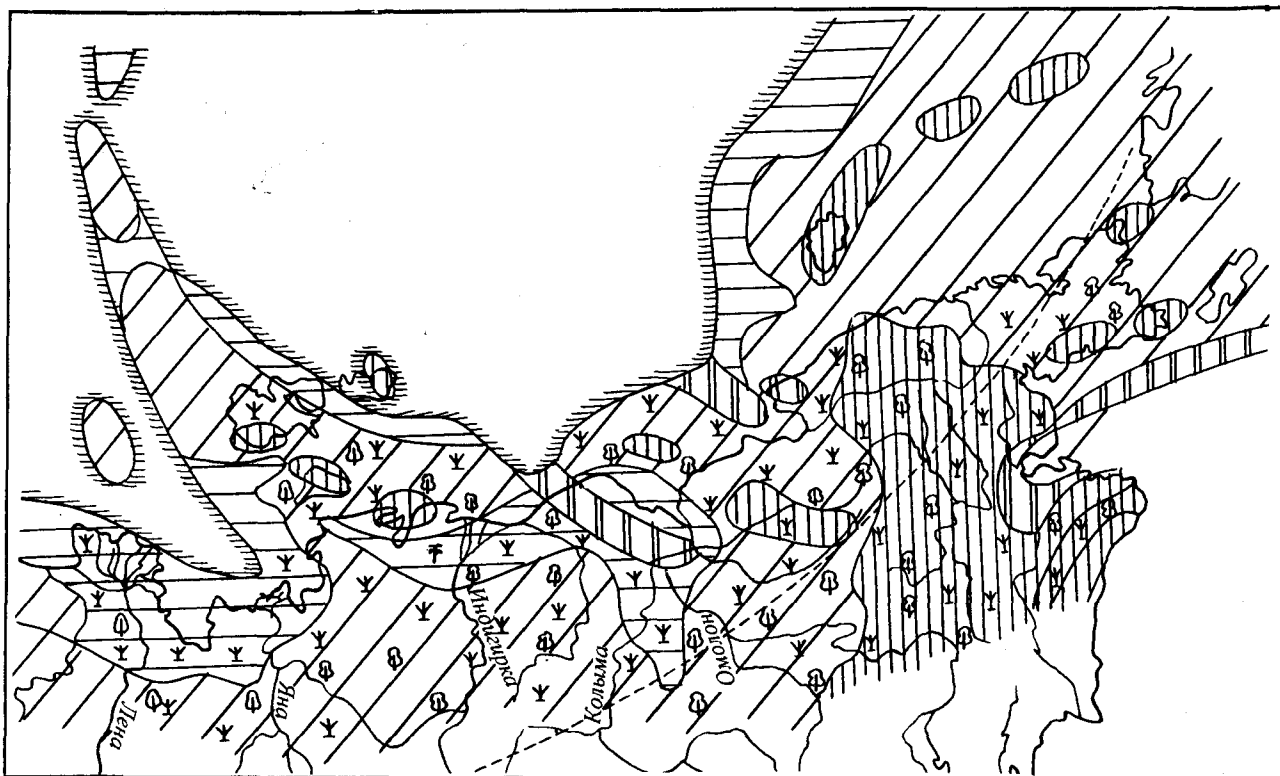


Рис. 59. Палеогеографическая карта-схема территории Северо-Востока Азии в климатический оптимум эоцена (составил С.А.Лаухин)

Условные обозначения см. на рис. 22

Растительный покров приобрел в начале раннего олигоцена тургайский облик. Были распространены смешанные сосново-березовые и березово-сосновые леса с примесью листопадных – ореха, липы, бука, каштана и др. Площади смешанных листопадных лесов были значительно меньше. По сравнению с поздним эоценом участие таксодиевых сократилось. Все эти изменения в растительной биоте позволяют говорить о похолодании и относительном иссушении климата. Близкий аналог реконструируемой растительности – хвойно-широколиственные леса Северо-Восточного Китая и Японии, в которых среднегодовые температуры находятся в пределах $+3$ – $+10^{\circ}\text{C}$ [Wolfe, 1979].

Ранний олигоцен (вторая половина). Ко второй половине раннего олигоцена отнесены отложения омолойского регионального горизонта – омолойская свита Кулара, ее аналоги на п-ове Буорхая и возвышенности Джелон-Сисэ (Индикирка), слезовская свита в Приколывье, верхнечаанайская подсвита в Чаунской впадине и др.; в разрезах от Яны до Индикирки преобладают пески, глины, супеси, лигниты, восточнее – иногда галечники, гравийники наряду с глинами и углями; мощность 12–40 м.

Систематический состав ПК-IX омолойского горизонта аналогичен ПК-VIII. Однако в ПК-IX резко увеличилось содержание покрытосеменных – термо-

филов (в основном умеренно теплолюбивых пород); более редки *Platycarya*, *Engelhardtia*; много пыльцы сем. Pinaceae, *Alnus*, *Betula*. Олигоценный возраст ПК-IX подтверждается определениями плодов и семян П.И.Дорофеевым из разрезов района Кулара [Палеоген и неоген..., 1989].

В целом, растительный покров рассматриваемого этапа типично тургайский, это время расцвета тургайской флоры на Северо-Востоке. Леса могли быть полидоминантными широколиственными и сосново-березовыми с примесью таксодиевых и, реже, вечнозеленых покрытосеменных. В составе лесов были сосны, ели, тсуги, пихты, кедр, секвойя, таксодиум, бук, гикори, птерокария, нисса, ликвидамбр, энгельгартия, стеркулиевые, каштан и мн. др. Аналогом в современной растительности [Фрадкина, 1983] являются смешанные мезофитные и смешанные широколиственные леса Китая, Японии, Кореи со среднегодовыми температурами от $+10$ до $+13^{\circ}\text{C}$. Климат был теплым (теплоумеренным), влажным. Можно сделать вывод об относительном потеплении климата во второй половине раннего олигоцена.

Поздний олигоцен. Сводный разрез олигоцена заканчивается отложениями онкухаского регионального горизонта. Они развиты на Куларе (биллэхская, онкухаская свиты), на п-ове Буорхая, в Уядинской впадине, в Индигиро-Зырянском про-

гибе, в Северном Приохотье. Литологически представлены галечниками, гравийниками, реже конгломератами, а также глинами, песками, иногда лигнитами; мощность 30–500 м. О характере ПК онкухахской свиты можно судить по диаграмме спорово-пыльцевого состава болицкой свиты.

В ПК-X преобладают относительно холодолюбивые компоненты: сем. *Pinaceae*, *Alnus* и *Betula* древовидные, *Alnaster* и *Betula* кустарниковые, *Ericales*. Резко уменьшилась роль пыльцы покрытосеменных термофилов и *Taxodiaceae*. Оligоценовый возраст ПК-X подтверждается определениями плодов и семян из скважин на Куларе и в устье р.Омолон [Палеоген и неоген ..., 1989]. Контакт с отложениями омолойского горизонта выявлен в скв.103 (р.Омолуй), скв. 15 (р.Ильдикилях) в Куларском районе, в скв. 1 на о-ве Айон.

Резкое обеднение термофильными элементами ПК-X предполагает преимущественное развитие смешанных сосново-березовых и березово-сосновых лесов с незначительной примесью наименее теплолюбивых из термофилов – граба, восковника (это уже виды, приспособившиеся к холоду), лещины, редко липы, бука, клена и др. Реконструируется прохладный, умеренный климат.

Это климатический пессимум олигоцена, выявленный на Сахалине, Камчатке, Корякии [Ахметьев и др., 1986]. По сравнению с климатом раннего олигоцена, особенно омолойского времени, можно говорить об усилении континентальности климата, в частности, о холодных зимах. О похолодании также свидетельствуют и находки диатомей в усть-омолонской свите в скв. 2 нижнеколымского профиля [Карташова и др., 1985].

В большинстве разрезов на Северо-Востоке России отложения неогена – континентального генезиса; лишь на Чукотке иногда обнаруживаются следы морских трансгрессий.

Миоцен

В сводном разрезе миоцена выделены три региональных стратиграфических горизонта; непрерывный разрез миоцена изучен по скв.192 в Ольджойской впадине.

Ранний миоцен – начало среднего миоцена (ильдикиляхский региональный горизонт). Отложения этого горизонта изучены в разрезах Кулара, Ольджойской и Уяндинской впадин, в Индигиро-Зырянском прогибе и Приколымье, в устье р.Омолон. В полосе от Омолы до Колымы они представлены континентальными песками, глинами, лигнитами, бурыми углями (мощность 5–139 м, на р.Кава – 846 м).

ПК-XI отражает начало потепления перед климатическим оптимумом миоцена (отложения нижнеильдикиляхского горизонта). Доминанты ПК-XI – сем. *Pinaceae*, *Alnus* и *Betula* древовидные. В отличие от ПК-X позднего олигоцена заметно уменьшилось

содержание *Alnaster* и *Betula* кустарниковых, среди пыльцы покрытосеменных активизировалось участие *Tilia*, *Fagus*, *Castanea*, *Juglans*, *Ulmus*, *Ilex*, увеличилась частота встречаемости *Taxodiaceae*.

ПК-XII прослежен в верхнеильдикиляхском подгоризонте. Систематический состав его аналогичен таковому ПК-XI. По-прежнему много различных *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, но основное отличие – это заметное возрастание количества пыльцы покрытосеменных-термофилов, а также *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Sequoia* и др. Из термофилов в ПК-XII часто отмечается *Fagus* (иногда *Juglans*, *Myrica*, реже *Corylus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ilex*, *Rhus*, *Comptonia*, *Pterocarya*, *Zelkova*, *Acer*, *Castanea*; чрезвычайно редко встречаются *Nyssa*, *Carya* и особенно *Enhelgardtia*, *Liquidambar*. Споры в ПК-XI и ПК-XII находятся в подчиненном положении, в основном сем. *Polypodiaceae*. Данные ПК-XII свидетельствуют о том, что на протяжении большей части раннего миоцена на Северо-Востоке реконструируются преимущественно сосново-березовые и березово-сосновые леса с заметным участием покрытосеменных-термофилов, образующие ограниченные по площади полидоминантные группировки. В состав лесов входили сосны, ели, тсуги, пихты, кедры, березы, ольха, бук, липа, дзельква, падуб, ильм, таксодиевые и др. Состав ПК-XII говорит об относительном потеплении климата в раннем миоцене по сравнению со временем позднего олигоценового пессимума. По мнению А.Ф.Фрадковой [1983; Палеоген и неоген..., 1989], современными аналогами раннемиоценовых лесов могут быть леса промежуточной (субнеморальной) полосы и Приморья (по: [Wolfe, 1979]). Это простые листопадные леса Восточной Азии, где среднегодовые температуры ниже 3°C [Wolfe, 1979]. Есть некоторое сходство этих лесов с лесами области Великих Озер и северной части Аппалачей.

В конце раннего – начале среднего миоцена, судя по ПК-XII, существенно расширились площади смешанных полидоминантных широколиственных листопадных лесов. Могли иметь место самостоятельные формации из буковых и таксодиевых (секвойи, криптомерии, глиптостробуса и др.); растительный покров снова приобрел тургайский облик, но сосново-мелколиственные формации все же были распространены шире, чем в оптимум олигоцена. Обогащение растительного покрова теплолюбивыми элементами следует связывать с проявлением климатического оптимума миоцена (на рубеже раннего – среднего миоцена), который по ботаническому и фаунистическим данным выявлен на Аляске, Камчатке, Сахалине, Японии и др. Климат на рубеже раннего – среднего миоцена на Северо-Востоке России реконструируется как теплоумеренный, влажный (присутствие елей, пихт, таксодиевых, бука и др.). Однако на протяжении этого периода он испытывал колебания, и это хорошо прослеживается в материалах по нижнеколымскому разрезу. Исходя из сравнения с данными по

ярусу селдовииан Аляски [Wolfe, Tanai, 1980], можно сделать вывод, что среднегодовые температуры воздуха могли быть порядка 5°C. Все же следует заметить, что палинофлоры этого яруса несколько богаче термофилами по сравнению с одновозрастными на Северо-Востоке России.

Средний миоцен (после климатического оптимума). Отложения этого этапа, объединяемые в мамонтовогорский региональный горизонт, выявлены в разрезах Кулара, Ольджойской, Чаунской, Ванкаремской, Усть-Пегтымельской, Тнеквеемской впадин [Фрадкина, 1983]. Породы континентальные – пески, супеси, иногда с гравием и галькой, на востоке Чукотки встречаются глины, алевроиты; мощность обычно не более 50 м.

Систематический состав ПК-ХІІІ этого уровня близок к ПК-ХІІ. Однако резко уменьшилось содержание пыльцы покрытосеменных термофилов, но состав их по-прежнему разнообразен: *Fagus*, *Juglans*, *Myrica*, *Quercus*, *Tilia*, *Ilex*, *Ulmus*, *Comptonia* и др.; стали более редкими и единичными *Taxodium*, *Sequoia* и др. Роль различных *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, а также *Alnus* и *Betula* возросла. Кроме того, П.И.Дорофеев [Палеоген и неоген ..., 1989] из силгенской свиты Кулара определил плоды и семена, многие из которых встречены в стратотипе мамонтовогорского горизонта на р.Алдан.

По материалам ПК-ХІІІ для Северо-Востока реконструируются широколиственно-сосново-мелколиственные, в основном смешанные, леса, на возвышенностях – преимущественно хвойные, по долинам рек – лиственные-листопадные; широколиственные породы в составе лесов принимали заметное участие. Близким современным аналогом являются [Фрадкина, 1983] смешанные северные лиственные леса и смешанные хвойные леса Восточной Азии, где [Wolfe, 1979] среднегодовые температуры колеблются от +3 до +10°C; для среднемиоценовых лесов Северо-Востока близок первый предел, т.е. +3°C. Растительность была тургайского типа, но состав ее был обедненным. Климат реконструируется как достаточно теплый, влажный, теплоумеренный.

Поздний миоцен. Отложения позднего миоцена объединены в хапчанский региональный горизонт. Они изучены на Куларе, в Ольджойской, Уяндинской, Усть-Пегтымельской, Ванкаремской, Момонтайской впадинах, в устье р.Омолон, в Северном Приохотье. Отложения представлены чаще песками, реже глинами, алевроитами, редко гравийно-галечными разностями, генезис чаще всего континентальный, редки разрезы со следами морских трансгрессий; мощность от первых метров до 112 м, нагаевская толща – 490 м.

Систематический состав ПК-ХІV хапчанского уровня близок к более древним миоценовым. Доминанты: пыльца различных *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Betula* древовидные, *Alnus*, достаточно много *Ericales*. В отличие от ПК-ХІІІ в составе пыльцы покрытосеменных-термофилов стали редки *Fagus*,

Tilia, *Quercus*, *Acer*, *Rhus*, *Juglans*, *Comptonia* и чаще всего встречаются менее теплолюбивые *Carpinus*, *Corylus*, *Myrica*, среди спор часто *Sphagnum* превышает количество *Polypodiaceae*, более обильны *Alnaster*, *Betula* кустарниковые, более разнообразен состав трав. Позднемиоценовый возраст ПК-ХІV определен [Фрадкина, 1983] на основании сопоставления с ПК эрмановской и классической свит Камчатки; кроме того, во многих подразделениях хапчанского уровня найдены плоды и семена позднемиоценового возраста [Никитин, 1979; Палеоген и неоген ..., 1989].

Лесной тип растительности в позднем миоцене сохранился на большей части территории Северо-Востока. Это были сосново-мелколиственные и мелколиственно-сосновые леса с небольшой примесью листопадных широколиственных пород и очень редких таксодиевых; открытые травянистые участки были небольшими. Могли иметь место сфагновые болота. В Ванкаремской впадине [Зырянов и др., 1992] для периода 8,9–8,4 млн лет назад реконструируется северная подзона тайги. Таким образом, в позднем миоцене тургайская растительность деградировала. Климат стал заметно прохладнее среднемиоценового, был близок, скорее, к холодоумеренному. Наиболее холодные условия были на севере Восточной Чукотки, где можно реконструировать палеотундру, ее возраст (6,6–5,1 млн лет назад) установлен по морским диатомеям [Зырянов и др., 1992]. Для конца позднего миоцена с определенной долей уверенности можно говорить о возникновении географической зональности растительного покрова, близкой к современной.

Плиоцен

Отложения плиоцена имеют на Северо-Востоке России широкое распространение; в сводном разрезе прослежены осадки нижнего и верхнего подделов.

Ранний плиоцен. Отложения раннего плиоцена объединены в бегуновский региональный горизонт, его стратотип – бегуновская свита на р.Крестовке (приток Колымы). Отложения этого горизонта изучены в устье Лены, на Куларе, в Ольджойской, Уяндинской, Анюйской, Усть-Пегтымельской, Ванкаремской, Валькарайской, Чаунской впадинах, в Индигиро-Зырянском прогибе, в устье р.Омолон.

Для ПК-ХV бегуновского уровня характерно господство пыльцы деревьев (50–60%) – в основном пыльцы различных *Pinus* и *Betula* древовидных; заметно участие *Picea* sect. *Omorica*, *Alnus*; встречается *Tsuga*, *Alnaster* и *Betula* кустарниковая, споры (15–20%) – чаще *Sphagnum* или *Polypodiaceae*; разнообразны травы: *Gramineae*, *Caryophyllaceae* и др. (до 20 названий), *Ericales* – чаще до 10%; пыльца *Taxodiaceae* не характерна; термофильные – *Myrica*, *Corylus*, *Carpinus*, очень редко *Juglans*,

Tilia, Ilex; в некоторых разрезах Чукотки *Mugica* достигает 9–17%, видимо, это связано с провинциальной особенностью флор Чукотки. Один из палинокомплексов представлен из отложений сардахской свиты в устье Лены. Раннеплиоценовый возраст ПК-XV установлен путем сопоставления с ПК морской энеменской свиты Западной Камчатки [Фрадкина, 1983]; раннеплиоценовый возраст горизонта подтвержден также находками плодов и семян [Путеводитель, 1979; Палеоген и неоген ..., 1989] из бегуновской свиты, фораминифер и диатомей из ее аналогов в скв. 1 о-ва Айон и диатомей из скв. 2 Усть-Пегтымельской впадины [Волобуева и др., 1990]. По палеомагнитным данным [Палеоген и неоген ..., 1989] бегуновская свита в устье р.Омолон отнесена к ортозоне Гильберт (5,1–3,4 млн лет назад).

В раннем плиоцене на территории Северо-Востока до современной береговой линии Северного Ледовитого океана были распространены леса. На арктическом побережье Чукотки [Гитерман, 1985] они состояли в основном из берез с меньшим участием сосен, елей, ольхи, тсуги, лиственницы; в низовьях Лены, в Колымской низменности, на Яно-Индибирском междуречье, в Северном Приохотье в составе лесов, наряду с березой и ольхой, в большом количестве произрастала ель, встречалась тсуга. Площади, занятые травянистой растительностью, были незначительными. Роль теплолюбивых элементов – восковника, граба, лещины – была весьма невелика. Растительный покров раннего плиоцена [Фрадкина, 1983] носит некоторые черты лесов южной подзоны восточного склона Южного Урала. Изложенное позволяет говорить об умеренном, достаточно влажном климате на Северо-Востоке России; многолетней мерзлоты не было, но в конце раннего плиоцена [Путеводитель ..., 1979], возможно, было сезонное промерзание грунтов.

Поздний плиоцен. В верхнем плиоцене на Северо-Востоке России выделены два региональных горизонта: нижний с ПК-XVI – кутуяхский и верхний с ПК-XVII – чукочинский, который, возможно, отвечает эоплейстоцену.

Кутуяхский горизонт позднего плиоцена. Стратотип горизонта – кутуяхская свита (прежде – слои кутуях).

В ПК-XVI кутуяхского горизонта доминируют *Alnaster*, *Betula* кустарниковые и пыльца трав; споры (20–30%); субдоминанты: *Betula* древовидная, *Ericales*, *Alnus*, *Pinus s/g Haploxylon*, *P. s/g Diploxylon*, редко – *Picea*, *Abies*. Принадлежность ПК-XVI к началу позднего плиоцена определена [Путеводитель ..., 1979] по комплексу мелких млекопитающих (средний виллафранк), сопоставляемому с одной из стадий подпусклябинского фаунистического комплекса Западной Сибири или хапровского комплекса Восточно-Европейского региона. Палеомагнитная датировка кутуяхской свиты в стратотипе – 3,4–1,8 млн лет.

В начале позднего плиоцена реконструируются лиственнично-березовые леса с участием ели [Гитерман, 1985]. В среднекутуяхское время была распространена тундровая растительность; для конца этого этапа были характерны лиственнично-березовые редколесья, чередующиеся с заболоченными тундрами (рис. 60). Наиболее теплым климат был в начале кутуяхского времени, в середине произошло похолодание, в конце – относительное потепление. Однако в целом климат был суровым; псевдоморфозы по ледяным жилам свидетельствуют [Путеводитель ..., 1979] о существовании многолетней мерзлоты. По мнению А.А.Архангелова и Г.Г.Карташовой [1987], климат кутуяха был холодным, субарктическим и континентальным с отдельными этапами относительного потепления. По данным С.А.Лаухина, 3,4–3,2 млн лет назад впервые горно-долинные ледники продвинулись на равнину.

Чукочинский региональный горизонт второй половины позднего плиоцена. Отложения этого горизонта известны на р.Чукочьей (нижнеолерская подсвита – стратотип горизонта), а также на возвышенности Джелон-Сисэ, в Нижнеколымском и Индигиро-Зырянском прогибах, в Аниойской, Чаунской, Ванкаремской впадинах и др. Чаще всего это пески, алевроиты, суглинки, реже – грубообломочный материал; мощность порядка 5–20 м, генезис пород, в основном, континентальный.

Принадлежность ПК-XVII к концу позднего плиоцена (возможно, к эоплейстоцену) доказана находками фауны мелких грызунов и палеомагнитными данными; граница с раннечетвертичным аканским горизонтом [Шер, 1984] совпадает с инверсией Матуяма-Брюнес, чукочинский горизонт отвечает верхней части эпохи Матуяма, по фауне соответствует биозоне *Predicrostonyx compitalis*. В отложениях интервала 40–50 м в скв. 1 на о-ве Айон [Волобуева и др., 1990] найдены морские фораминиферы, позволяющие относить вмещающие породы, скорее всего, к концу позднего плиоцена или к эоплейстоцену.

О растительном покрове и климате чукочинского времени можно судить по результатам изучения стратотипа горизонта; по данным А.А.Архангелова и Г.Г.Карташовой [1987], намечаются относительно теплые и три более холодных этапа; в наиболее теплые этапы существовала растительность, близкая к современной северной тайге, в наиболее холодные – тундровые и травянистые сообщества; в целом, в конце позднего плиоцена – эоплейстоцене климат был субарктический с отдельными этапами относительного потепления; существовала многолетняя мерзлота. В кутуяхское (чукочинское) время на севере Восточной Чукотки проявилось оледенение, сопоставляемое с похолоданием 2,5–2,4 млн лет назад.

Динамика климатических условий палеогена и неогена представлена на рис. 61.

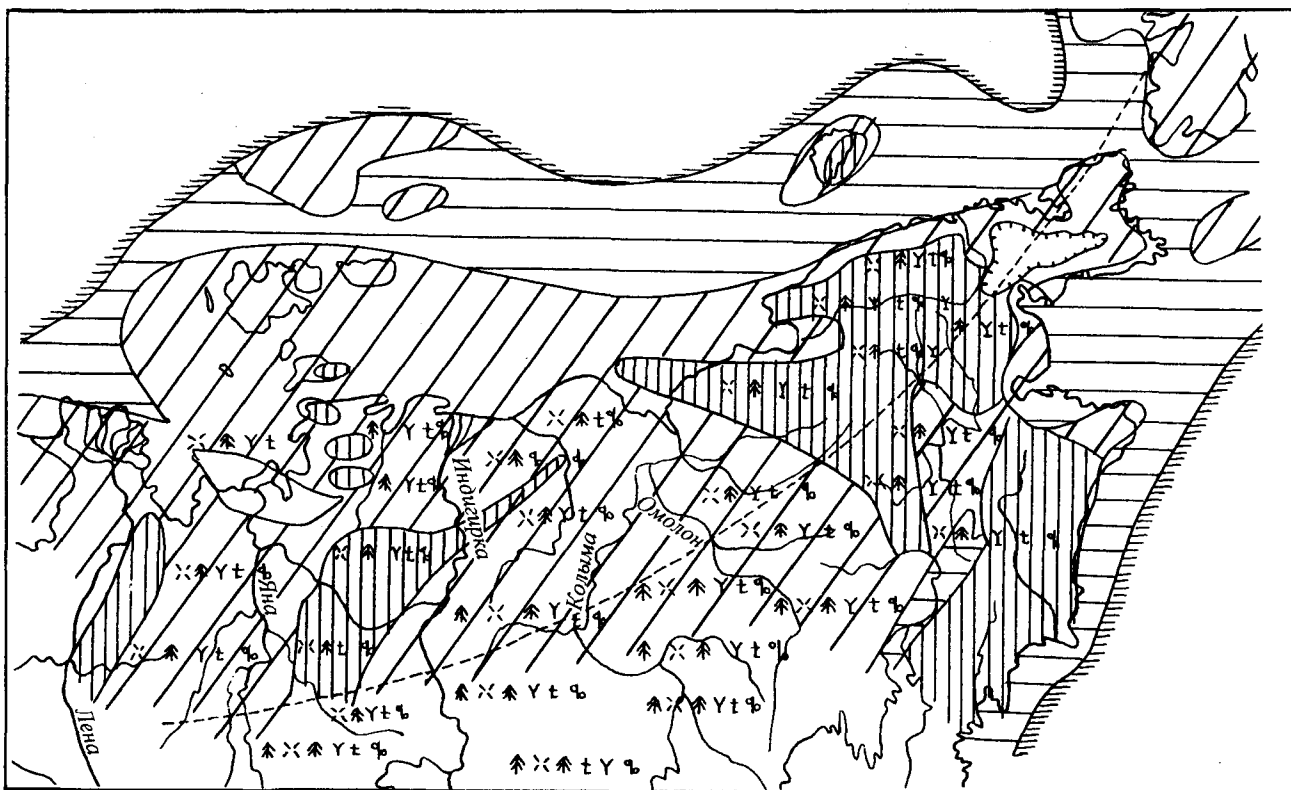


Рис. 60. Палеогеографическая карта-схема территории Северо-Востока Азии для времени Кутуях (около 2,5 млн л.н.) (составил С.А.Лаухин)

Условные обозначения см. на рис. 22.

Эоплейстоцен и плейстоцен³

Согласно имеющимся данным, важнейший природный рубеж у границы плиоцена и четвертичного периода (плиоцена и эоплейстоцена) особенно ярко проявился на северо-востоке Азии. Он характеризовался, в первую очередь, становлением в пределах самого крупного континента такого феномена, как низкотемпературная многолетняя мерзлота [Величко и др., 1995]. Палеокриологические исследования свидетельствуют, что уже в самом конце плиоцена (время кутуях) на приморских низменностях существовали многолетнемерзлые грунты со среднегодовыми температурами не выше $-3 \div -4^\circ\text{C}$ [Каплина, 1981]. Таким образом, уже к началу четвертичного периода в данном регионе фиксируется достаточно мощное подземное оледенение, которое на протяжении последующего времени испытывало неоднократные смены аградационного развития деградационным и, наоборот.

Эоплейстоцен

В основании четвертичных отложений приморских низменностей залегает олерская свита. Ее де-

тальное биостратиграфическое и палеокриологическое изучение проводится в течение нескольких последних десятилетий [Шер, 1971; Архангелов, 1972, 1977; и др.]. Первоначально своеобразная ископаемая фауна млекопитающих из этих отложений Колымской низменности относилась к тираспольской фауне, а олерская свита – к раннему плейстоцену. Последующие детальные палеомагнитные и палеонтологические исследования, проведенные на опорном разрезе р. Крестовка, а также в стратотипе свиты на р. Чукочья, показали, что осадки свиты следует в основном сопоставлять с апшероном. К раннему плейстоцену относится лишь самая верхняя часть олерской свиты с прогрессивным вариантом олерского фаунистического комплекса (в том числе представленная в разрезе на р.Крестовка [Путеводитель ..., 1979]). Соответственно, олерский надгоризонт был подразделен на чукотинский (эоплейстоцен) и аканский (ранний плейстоцен) горизонты.

Таким образом, основная часть разреза олерской свиты представляет уникальную возможность проследить динамику ландшафтно-климатических условий эоплейстоцена на северо-востоке Азии. В отложениях олерской свиты в пределах Колымской низменности фиксируется несколько ярусов псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Детальный просмотр палинофлоры М.П.Гричук поз-

³ Раздел написан В.П.Нечаевым.

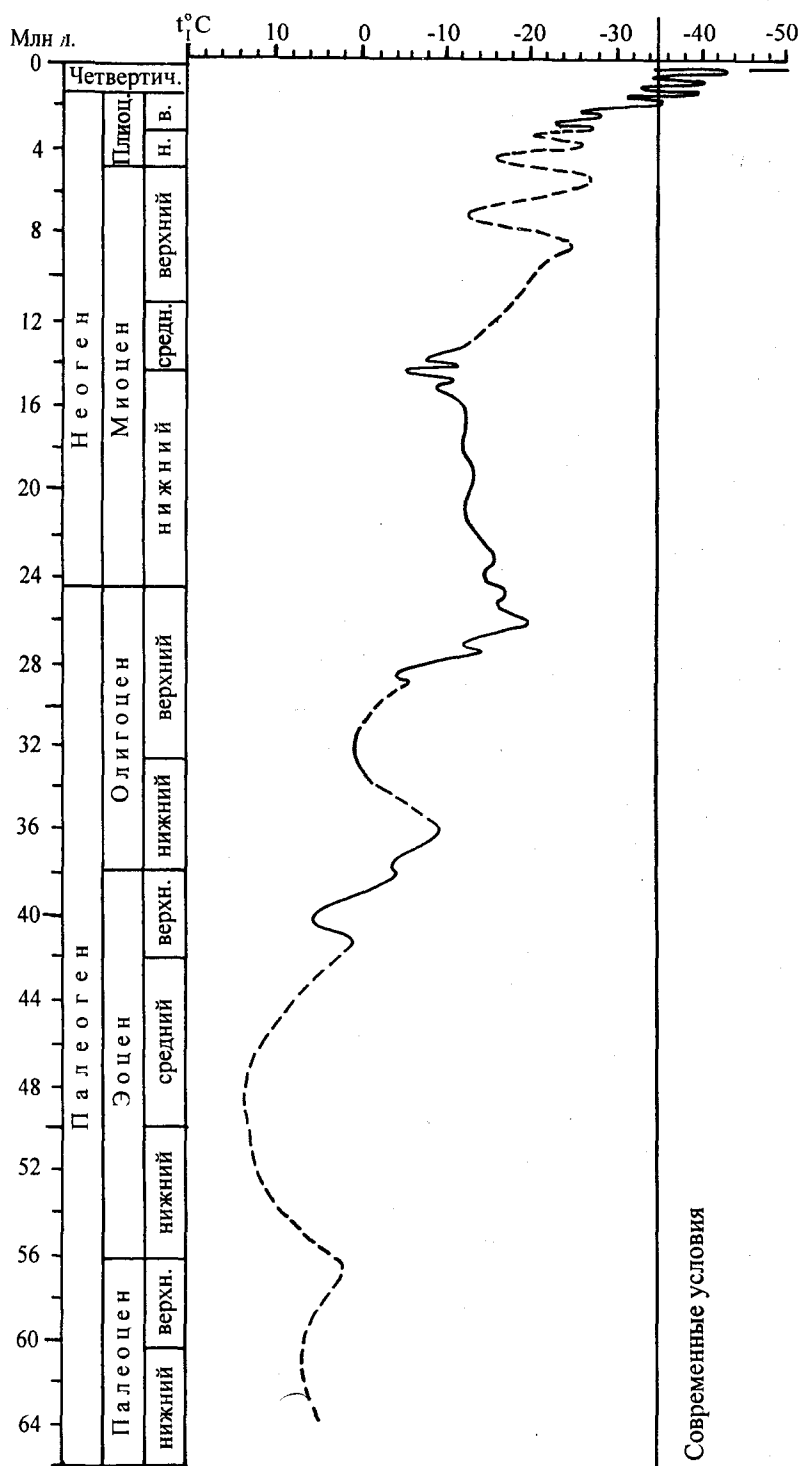


Рис. 61. Динамика климатических условий на Северо-Востоке Азии в кайнозое (составил С.А.Лаухин)

волил выделить в этих же отложениях несколько климатических ритмов и потом сопоставить их с эпохами формирования и вытаявания ледяных жил, т.е. признать, что ярусы псевдоморфоз в олерской свите имеют не фаціальное, а климатостратиграфическое значение [Каплина, 1981]. На основе палинологических данных для эпох потепления последовательно снизу вверх реконструируются

ландшафты типа современных ландшафтов Приморья (среднегодовая температура воздуха сейчас около $+2\text{--}+4^{\circ}\text{C}$), Нижнего Приамурья (примерно -2°C), Южного Приохотья (около $-2\div-4^{\circ}\text{C}$). В периоды похолоданий здесь были развиты ландшафты типа современных южнокутских, северотаяжных и криоаридных с преобладанием травянистых группировок. По данным палеокриологических ис-

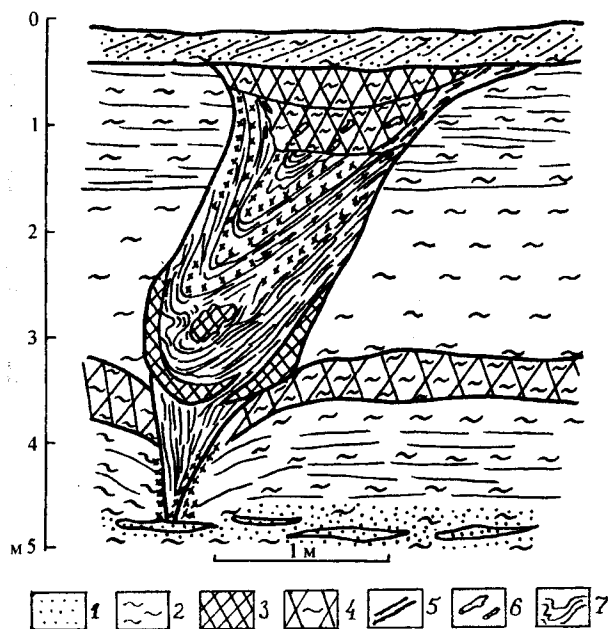


Рис. 62. Псевдоморфоза типа структуры облекания в осадках верхней пачки олерской свиты (по: [Путеводитель научной экскурсии ..., 1979])

1 – песок; 2 – алевроит; 3 – торф; 4 – оторфованный алевроит; 5 – слоистость; 6 – древесные остатки; 7 – слоистость облекающего типа в псевдоморфозе

следований, вертикальные размеры псевдоморфоз по ледяным жилам не превышают 3–4 м, однако сокращение размеров полигональной решетки вверх по разрезу олерской свиты, по-видимому, говорит об усилении континентальности климата, поскольку фациальные (пойменные) условия, при которых происходило формирование ледяных жил, оставались неизменными [Архангелов, 1977].

Плейстоцен

Ранний плейстоцен. Верхняя пачка осадков, вмещающая фауну олерского типа, но залегающая выше магнитной инверсии Матуяма–Брюнес в разрезе на р. Крестовка, относится к раннему плейстоцену. В этой же пачке также прослежен ярус псевдоморфоз по ледяным жилам (рис. 62). Эти данные позволяют утверждать, что временной отрезок раннего плейстоцена, отраженный в этих слоях, характеризовался также геохронологическими условиями, способствовавшими росту полигонально-жильных льдов [Каплина, 1981].

В целом для Колымской низменности, в эоплейстоцене и раннем плейстоцене по данным спорово-пыльцевого анализа в теплые эпохи реконструируются ландшафты лиственнично-березовых редколесий, а затем и лиственнично-березовых лесотундр. В эпохи похолоданий происходит увеличение открытых пространств, причем в раннем плейстоцене впервые появляются ценозы тундро-

степного типа с господством злаков, полыней, галофитов [Гитерман, 1985].

Для данного региона проведены палеоклиматические реконструкции на основе палинологических данных [Гричук, 1982]. Из них следует, что в теплые интервалы эоплейстоцена и нижнего плейстоцена среднегодовые температуры воздуха имели положительные значения и только в конце раннего плейстоцена вплотную приблизились к 0°C , среднегодовое количество осадков достигало 600–700 мм. В холодные интервалы среднегодовые температуры воздуха опускались в эоплейстоцене до -5°C , а в раннем плейстоцене и до -10°C , годовое количество осадков сокращалось до 400 мм. Этим данным в целом хорошо соответствуют и реконструкции среднегодовых температур горных пород, проведенные на основе анализа следов ископаемой мерзлоты. По всей видимости, фоновые температуры грунтов даже в наиболее холодные интервалы начала четвертичного периода не опускались здесь ниже $-3\div-5^{\circ}\text{C}$ [Каплина, 1981]. В теплые интервалы эоплейстоцена и раннего плейстоцена происходила деградация многолетнемерзлых пород, подземные льды протаявали, формируя, в том числе, и псевдоморфозы по ледяным жилам. К сожалению, более фрагментарны сведения о развитии наземного оледенения на северо-востоке Азии в это время. Имеются отдельные данные о существовании ледников в горных системах Чукотки, Камчатки, Северного Приохотья, причем оледенение Камчатки (ольховское) возрастом около 700 тыс. лет может оказаться одним из древнейших оледенений четвертичного периода Сибири [Беспалый, Глушкова, 1987].

Средний плейстоцен. Достаточно давно в бассейне Индигирки известны отложения, возраст которых определяется как среднеплейстоценовый [Лаврушин, 1963]. Опорный их разрез зафиксирован в низовьях левого притока Индигирки р. Аллаиха, где, в частности, выделены аллаиховская и ачкагыйская свиты, причем первая представлена аллювиальными отложениями, а вторая – озерно-болотными и торфяниками. По данным спорово-пыльцевого анализа, в их толще выделено несколько фаз, отражающих динамику развития растительного покрова [Гитерман, 1963, 1985].

Первая фаза, наиболее древняя, характеризуется относительно высоким содержанием (до 40%) пыльцы древесных пород и кустарников: лиственницы, древовидной и кустарниковой берез, кедрового стланика, ольховника, ивы. Подобный состав спектров указывает на распространение растительности лесотундры или лиственнично-березовых редколесий, близких современным. Климат был умеренно прохладным. Фауна насекомых указывает на существование мезофитных и ксерофитных травянистых сообществ.

Вторая и третья фазы в общем сходны, здесь происходит резкое сокращение пыльцы древесных пород и кустарников (до 10%), господствует пыльца травянистых пород и споры. Растительность

этих фаз в целом можно охарактеризовать как безлесную, тундростепную, а климатические условия – как холодные и континентальные. Заключительная фаза вновь отражает увеличение пыльцы древесных пород и кустарников и соответствует, очевидно, началу потепления, которое наиболее отчетливо выражено уже в спорово-пыльцевых спектрах лежащей выше по разрезу ачкагыйской свиты (здесь спектры отражают ландшафты лесотундры или северной тайги).

Стратотипом среднего плейстоцена в бассейне Колымы является обнажение Уткинского Камня на правом берегу р. Малый Анюй. Среднеплейстоценовый возраст нижней части разреза (уткинских слоев) обосновывается находками фауны млекопитающих; в них найдены остатки раннего типа мамонта, а также крупные формы *Equus* и *Alces* [Шер, 1971]. Спорово-пыльцевые спектры нижней части уткинских слоев отвечают этапу потепления климата среднего плейстоцена и распространению лесотундровой растительности. Верхняя часть уткинских слоев накапливалась в условиях континентального климата и господства тундростепной растительности [Гитерман, 1985].

Важно отметить, что в более восточных районах как в теплые, так и в холодные интервалы среднего плейстоцена по данным палинологического изучения четко фиксируются более гумидные, менее континентальные климатические условия. Так, для теплого интервала начала среднего плейстоцена на Чукотке реконструируются ландшафты кустарниковых тундр для приморских районов и лесотундр с участием не только лиственницы и березы, но и ели – для внутренних районов, а для Камчатки – елово-пихтовые леса. В холодный этап среднего плейстоцена в приморских районах Чукотки были распространены травянистые и моховые тундры, на Камчатке – лесотундра [Скиба, 1975; Боярская, 1980].

В целом отразить последовательный ход ландшафтно-климатических изменений на протяжении среднего плейстоцена на северо-востоке Азии пока затруднительно. Во-первых, это связано с наличием стратиграфического перерыва и отсутствием во многих разрезах отложений конца раннего – начала среднего плейстоцена [Баранова и др., 1989]. Во-вторых, достаточно сложна интерпретация событий конца среднего плейстоцена. Только некоторые радиоуглеродные датировки органогенных отложений ачкагыйской свиты имеют запределный возраст (более 45 тыс. л.н.), но большинство из них относится к интервалу от 45 до 26 тыс. л.н., т. е. падает на каргинское время позднего плейстоцена.

Однако это прямо противоречит находкам в отложениях этой свиты и даже находкам в нижней части залегающей выше едомной свиты в разрезе на р. Аллаиха остатков крупных и мелких млекопитающих, которые относятся специалистами к среднему плейстоцену [Каплина, 1981]. При условии, что радиоуглеродные даты (за исключением запределных) являются омоложенными, можно счи-

тать, что ачкагыйская свита соответствует одному из теплых этапов среднего плейстоцена, а нижняя часть едомной свиты (хотя бы в некоторых разрезах) относится к холодному этапу конца среднего плейстоцена.

Согласно палеоклиматическим реконструкциям по палинологическим данным для Индигиро-Колымского горного района среднегодовые температуры воздуха для оптимумов теплых эпох среднего плейстоцена понизились до $-2\div-4^{\circ}\text{C}$, а годовое количество осадков составляло около 600 мм.

В холодные эпохи среднегодовые температуры воздуха достигали $-10\div-15^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков понижалось до 400 мм и менее [Гричук, 1982]. Среднегодовые температуры горных пород для сопредельных территорий, по мнению Т.Н. Каплиной [1981, 1987], в теплые эпохи (теплая эпоха начала среднего плейстоцена) изменялись от положительных до слабоотрицательных, а в холодные опускались до $-10\div-15^{\circ}\text{C}$ и даже до -20°C и ниже. Представляется, однако, что геохронологическая обстановка была еще не столь суровой, о чем, впрочем, могут свидетельствовать и конкретные данные. Как отмечает сама Т.Н. Каплина [1981], отложения аллаиховской (и синхронной ей хромской) свиты насыщены псевдоморфозами по ледяным жилам, а сохранившиеся ледяные жилы имеют весьма небольшие размеры для этого северного региона – ширина их по верху до 0,5 м, размер по вертикали – до 3 м. Но примерно такие же по морфологии ледяные жилы формируются в настоящее время в этом регионе, по данным того же автора [Каплина, 1973], при среднегодовых температурах грунтов от -6°C до -10°C . Вероятно, и в холодные этапы среднего плейстоцена температуры грунтов не опускались ниже -10°C . О том, что в холодные этапы среднего плейстоцена климатические условия были еще не столь суровы и континентальны, говорят и данные палинологического изучения отложений этого возраста. В данном случае обращает на себя внимание малое участие в составе растительных ассоциаций *Selaginella sibirica* – типичного элемента тундростепных ассоциаций позднего плейстоцена [Гитерман, 1985].

В результате исследований последних десятилетий в различных регионах Северо-Востока Азии намечилось выделение двух оледенений (или двух фаз) среднеплейстоценового возраста. Так, на Камчатке выделяются два оледенения – зуйковское и оссорское, тогда как в прошлом выделялось лишь одно. В Северном Приохотье также выделяются две среднеплейстоценовые морены, причем более древняя датирована термoluminesцентным методом в 250 ± 50 тыс. л.н., а верхняя и связанные с ней перигляциальные осадки в 145 ± 40 тыс. л.н. [Ананьев и др., 1979].

Важное значение приобрело открытие на побережье Восточной Чукотки разреза с двумя среднеплейстоценовыми моренами [Беспалый и др., 1979]. Причем нижняя морена подстилается так на-

зываемыми янранкинотскими морскими слоями. Содержащаяся морская фауна и спорово-пыльцевые спектры (с пылью сосны, ольхи и березы) позволяют отнести их к межледниковому времени начала среднего плейстоцена. Две морены Чукотки в таком случае возможно сопоставить с самаровской и тазовской моренами Сибири. Перекрыта верхняя морена на Чукотке валькатленскими морскими слоями, по палеонтологическим характеристикам относимым уже к межледниковью (казанцевскому) позднему плейстоцену. Моренные отложения предположительно среднеплейстоценового возраста известны и в более континентальных районах Северо-Востока, например, они фиксируются в бассейнах верхнего течения Колымы и Индигирки [Кашменская, Хворостова, 1965 и др.], в Ленском Приверхоянье [Колпаков, 1979] и в некоторых других местах.

Поздний плейстоцен. Отложения межледниковья начала позднего плейстоцена, сопоставляемого с *казанцевским межледниковьем* Сибири, известны из многих районов Северо-Востока [Ананьев и др., 1993]. Они зафиксированы в аллювии высоких (40–60 м) террас рек Верхояно-Колымской области, содержащих остатки древесной растительности (ели, лиственницы, сосны), в цоколе II террасы р. Амгуэма на Чукотке. В прибрежных районах Чукотки, как указывалось выше, они представлены валькатленскими слоями, слагающими морскую террасу высотой до 30 м. Для северных приморских низменностей данные более скудные. Обобщение палинологических материалов позволило выяснить, что на приморских низменностях в это время преобладали лиственнично-березовые леса северотаежного типа, в низовьях Колымы, на Чукотке, в бассейне Пенжины – леса с участием ели [Гитерман, 1985].

Согласно палеоклиматическим реконструкциям по палинологическим данным для Индигиро-Колымского района, следует, что среднегодовые температуры воздуха в оптимум повышались до $-4 \div -5^\circ\text{C}$, годовое количество осадков возрастало до 400–500 мм [Гричук, 1982]. Температуры грунтов в эту теплую эпоху намечены Т.Н.Каплиной [1987] в интервале $-8 \div -0^\circ\text{C}$. Последующие реконструкции параметров криолитозоны в оптимум последнего межледниковья на основе палеоклиматических данных позволили детализировать мерзлотные условия, в том числе и для территории Северо-Востока [Величко, Нечаев, 1992]. В оптимум последнего (микулинского, казанцевского) межледниковья, который является палеоаналогом глобального потепления климата на $+2^\circ\text{C}$, на востоке Азии южная граница сплошной многолетней мерзлоты располагалась вблизи современной северной кромки континента. Таким образом фоновые температуры мерзлых грунтов здесь на равнинах составляли около $-2 \div -3^\circ\text{C}$, а глубина сезонного протаивания грунтов возрастала не менее, чем на 100% по сравнению с современностью.

Одним из самых ярких феноменов на Северо-Востоке являются едомные отложения, формирующие своеобразный рельеф обширных территорий этого региона. Впервые едомы были определены как останцы разрушенных голоценовым термокарстом высокольдистых плейстоценовых равнин в работах Ю.П.Барановой [1957], Ю.П.Барановой, С.Ф.Бискэ [1964]. Однако до сих пор нет общепринятой теории генезиса этих мощных (от 10–15 до 40–60 м), преимущественно пылеватого состава льдистых толщ; существуют аллювиальная, криоэлювиальная, золовая и другие гипотезы их образования [Лёссовые породы СССР ..., 1986]. Согласно последним данным, едомные отложения чаще относят к позднеплейстоценовым и только в некоторых случаях (см. выше) – к среднеплейстоценовым отложениям.

В пределах холодного этапа позднего плейстоцена едомная свита может быть подразделена на *оягосский, молотковский и мусхаинский* горизонты, в целом сопоставляемые с зырянским, каргинским и сартанским горизонтами сибирской схемы. Такое подразделение базируется в первую очередь на криолитологической неоднородности казавшейся прежде достаточно монотонной едомной толщи [Томирдиаро, Черненький, 1987].

Оягосский (зырянский) горизонт, помимо мощных ледяных жил, характеризуется также чередованием во вмещающих лёссовидных супесях участков с толстошлировой параллельно-вогнутой криотекстурой и участков с микрошлировой горизонтально-слоистой текстурой. На основе таких текстурных особенностей было выдвинуто предположение о том, что порода этого горизонта состоит из блоков эпигенетически промерзших таберальных подозерных грунтов [Томирдиаро, 1982]. Очевидно, в это время и на низменностях Северо-Востока климатические условия еще не были экстремально суровыми, что периодически стимулировало проявление термокарстовых процессов и локальное увлажнение территории. Спорово-пыльцевые диаграммы из едомы Оягосский Яр свидетельствуют о значительном распространении болотных растений и относительно слабом развитии ксерофитов. Соответственно, и ландшафт в зырянское время скорее был лугово-степным, чем сухостепным, как в сартанское время [Томирдиаро, Черненький, 1987]. Следует отметить, однако, что некоторое увлажнение ландшафтов в зырянское время могло быть обусловлено не только эдафическими особенностями, но и относительно большей гумидностью климата по сравнению с сартанским временем.

Обычно в средней части едомной свиты фиксируется горизонт (*молотковский*), насыщенный органогенными отложениями, который сопоставляется с каргинским горизонтом Сибири. Исследования этих отложений в разрезах Яно-Индигирской низменности выявили весьма сложную динамику

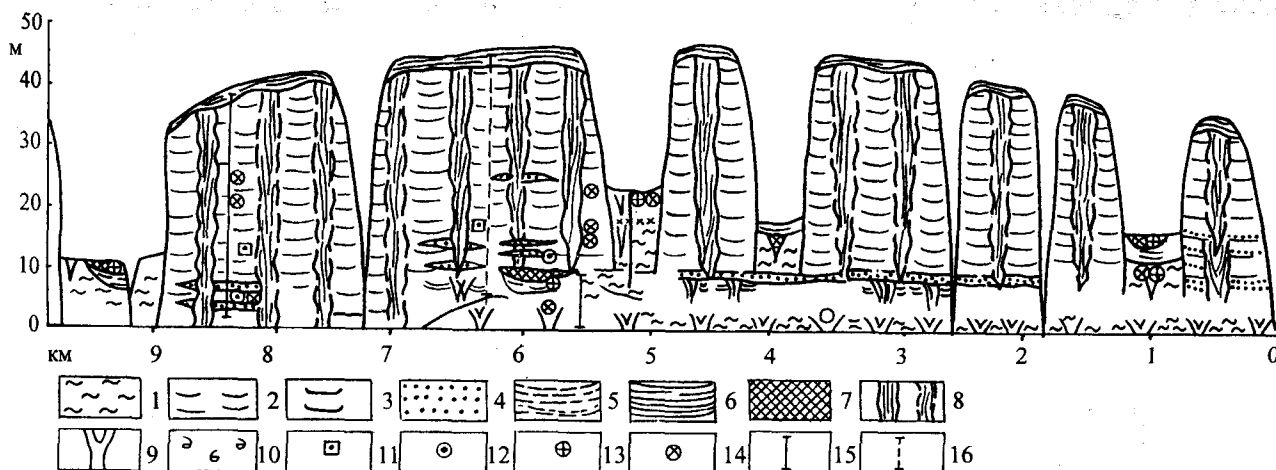


Рис. 63. Схема строения разреза Дуванный Яр (по: [Путеводитель научной экскурсии ..., 1979])

1 – голубовато-серые алевриты; 2 – серо-коричневые алевриты; 3 – серо-коричневые алевриты с «поясковыми» криотекстурами; 4 – пески; 5 – озерные суглинки и алевриты; 6 – алевриты покровного слоя с «поясковыми» криотекстурами; 7 – торф; 8 – ледяные жилы; 9 – псевдоморфозы по ледяным жилам; 10 – находки малакофауны; 11 – находки остатков млекопитающих; 12 – погребенные норы сусликов; 13 – образцы, датированные по радиоуглероду; 14 – образцы, в которых изучены остатки насекомых и растений, и их номера; 15 – расчистки с отбором образцов на спорово-пыльцевой анализ; 16 – расчистки с отбором образцов для изучения физических и химических свойств пород

ландшафтно-климатических условий в интервале 50–25 тыс. л.н. В его пределах было выделено три фазы потепления, разделенные двумя фазами похолодания, которые были сопоставлены с событиями каргинского интервала в Приенисейской Сибири [Овандер и др., 1987]. По данным спорово-пыльцевого анализа, для холодных фаз были характерны условия арктических тундр, для теплых – экспансия к северу древесных пород и кустарников. Однако следует отметить, что потепления каргинского интервала не привели к радикальной деградации более древних льдистых толщ оягосского горизонта.

Мусхаинский (сартанский) горизонт имеет весьма существенные различия в криолитологическом строении между северными и более южными разрезами едомной свиты. В более северных разрезах (в пределах современной арктической тундры на континенте и на островах) он характеризуется очень мощными ледяными жилами шириной до 10 м (например, в разрезе Быковской едомы в устье Лены) и тонкими грунтовыми столбами между ними. Жильный лед составляет до 80–90% объема всей толщи. В более южных разрезах при сходных вертикальных размерах ширина жил значительно меньше. Так, в разрезе Дуванный Яр толщина жил главной генерации составляет 3 м, диаметр полигональной решетки около 12 м, размер по вертикали до 30 м и более (рис. 63). Между ними имеются дополнительные прерывистые жилы толщиной менее 1 м. Их присутствие свидетельствует о необычайно континентальном и суровом климате, когда морозобойное растрескивание формировало полигональную решетку с диаметром всего 5–6 м. Однако и для северных и для более южных разрезов этого горизонта характерны только микрошлировые криотекстуры [Томирдиаро, Черненький, 1987].

Ко второй половине сартанского времени относится и сложенная преимущественно песками алешкинская свита, слагающая в низовьях Колымы речную террасу высотой 20–25 м. В пачках заиленных песков и алевритов неизменно присутствуют системы ледяных жил, в песках прирусловых отмелей – системы ледогрунтовых жил. Строение террасы, в частности, сохранение ледяных жил даже под русловыми осадками, свидетельствует об очень суровых геоэкологических условиях накопления осадков этой свиты [Каплина, 1981].

Наряду с подземным оледенением, значительных размеров в холодный этап позднего плейстоцена получило и наземное в горных системах региона.

От эпохи первого позднеплейстоценового оледенения (зырянское время) ко второму (сартанское время) фиксируется увеличение площади ледников и эволюция их типов от преимущественно карового и долинно-карового к долинно-каровому и оледенению сетчатого типа [Беспалый, Глушкова, 1987].

Как и в других регионах Северной Евразии, сартанское время характеризуется особой суровостью ландшафтно-климатических условий. По данным палинологических исследований, это было время максимального развития тундро-степных ландшафтов, которые были распространены от бассейна Яны до Чукотки и бассейна Пенжины [Гитерман, 1985]. В целом, Северо-Восток представлял собой обширную безлесную страну, простиравшуюся далеко на север (осушенный шельф в условиях глубокой регрессии моря) с мощным подземным оледенением с температурами мерзлых грунтов до $-20 \div -25^{\circ}\text{C}$, с ледниками в горных районах и экстремально низкими термическими параметрами климата; вероятно, среднегодовые темпе-

ратуры воздуха могли понижаться примерно до -30°C , а температуры зимних месяцев до -70 – -80°C [Каплина, Кузнецова, 1975; Каплина, 1989].

Позднеледниковье и голоцен⁴

Довольно многочисленные данные по низовьям рек Яны, Индигирки и Колымы представлены в сводной работе Т.Н.Каплиной и А.В.Ложкина [1982]. На приморских низменностях Якутии в конце плейстоцена, 14–15 тыс. лет назад, на месте современной зоны северной тайги существовали арктические тундры (на это указывает господство пыльцы трав и спор зеленых мхов в пыльцевых спектрах). В.В.Украинцева [1988] считает, что в низовьях Индигирки в позднеледниковье существовали лесотундры и кустарниковые тундры.

Аллерёд. В спорово-пыльцевых спектрах аллерёдского возраста отмечается появление пыльцы лиственницы, кустарниковых и древовидных берез, ольховника, свидетельствующих о существовании кустарниковых тундр и лесотундр. Находки остатков древесины в зоне современных тундр говорит о том, что климатические условия для произрастания древесной растительности в это время были благоприятнее современных.

Поздний дриас. Спорово-пыльцевые спектры из разрезов, расположенных в зоне современных южных тундр, датированные поздним дриасом, содержат лишь небольшое количество пыльцы берез секции *Nanae*, отражая, по-видимому, растительность более северного варианта тундр.

Предбореальный период. В начале предбореального периода на приморских низменностях Якутии, судя по спорово-пыльцевым спектрам, содержащим большое количество пыльцы полыни, маревых, злаков, спор зеленых мхов, существовала растительность, сохраняющая многие позднеледниковые черты [Каплина, Ложкин, 1982]. В то же время, для низовьев Индигирки В.В.Украинцева [1988] отмечает не только лесотундры, но и северотаежные редколесия, т.е. летние температуры были немного выше современных.

Похолодание в конце предбореального периода вызвало на приморских низменностях Якутии исчезновение древесной и кустарниковой растительности даже в зоне современных лиственничных редколесий [Каплина, Ложкин, 1982]. На месте современной лесотундры в среднем течении р.Алазея Н.О.Рыбакова [1988] отмечает в конце предбореального периода существование тундровых формаций со значительным участием ксерофитных группировок. Климат был холоднее и суше современного.

Бореальный период. В бореале фиксируется значительное улучшение природной обстановки в низовьях Колымы и Индигирки [Каплина,

Ложкин, 1982; Рыбакова, 1988], отмечается существенный сдвиг растительных зон к северу, свидетельствующий о значительном улучшении климата. По мнению В.В.Украинцевой [1988], здесь также отмечается усиление роли древесных ценозов.

Атлантический период. В начале периода на приморских низменностях Якутии климат был теплее современного [Каплина, Ложкин, 1982; Украинцева, 1988]. В конце периода отмечается смещение растительных зон к югу, что свидетельствует о существенном похолодании.

Несмотря на довольно большое количество публикаций, динамика изменений растительности и особенно климата в рассматриваемом регионе изучена фрагментарно. Тем не менее, сделанные ранее обобщения Н.А.Хотинского [1977] и недавно проведенный обзор состояния изученности растительности и климата позднеледниковья и голоцена Северной Евразии [Величко и др., 1994] позволили установить основные этапы их развития и сопоставить события рассматриваемого региона с таковыми в других областях севера Сибири и Восточной Европы. Существенная информация, включающая палинологические и радиоуглеродные данные, получена нами по двум разрезам болотных отложений в низовьях Яны. Эти данные, а также выполненные на их основе палеоклиматические реконструкции вносят определенную ясность в существующие в настоящее время представления об истории растительности и климата на приморских низменностях Якутии за последние примерно 8 тыс. лет.

Палеоклиматические реконструкции были проведены с помощью информационно-статистического метода [Климанов, 1976], в основе которого лежит математическая связь современных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями.

Торфяник “Казачье” расположен на первой надпойменной террасе правого берега р.Яны в 3 км к северу от с.Казачье. Поверхность торфяника расположена на 7 м выше уреза реки. На торфянике произрастают отдельные угнетенные лиственницы (*Larix gmelinii*), многочисленные кусты ольховника (*Alnus fruticosa*) с кустиками березы тощей (*Betula exilis*) и карликовых ив в подлеске. На поверхности торфяника господствуют сфагновые мхи, среди которых выделяются небольшие куртины осок и вересковых.

Образцы на спорово-пыльцевой анализ были отобраны через каждые 10 см из зачистки края торфяника, подмытого рекой. Были вскрыты следующие слои: 0–0,3 м, – сфагновый торф; 0,3–0,5 м, – сфагново-осоковый торф; 0,5–1,6 м – осоковый торф; 1,6–1,7 м – древесный торф; 1,7–2,6 м – осоковый торф; 2,6–3,0 м – сфагновый торф; ниже залегает сизоватая супесь.

Торфяник “Хочо” расположен на высокой пойме правого берега р.Яны в 15 км к северу от с.Усть-Янск, недалеко от бывшего населенного пункта Хочо и в 25 км севернее разреза Казачье. Поверх-

⁴ Раздел написан А.А.Андреевым, В.А.Климановым.

ность торфяника находится на 5 м выше уреза реки. Основной фон растительного покрова также составляют одинокие угнетенные деревья лиственницы Гмелина, редкие кусты ольховника и куртины березки тощей, в травянисто-моховом покрове господствуют гипновые мхи, осоки, вересковые. Зачистка, сделанная на стенке края торфяника, подмытого рекой, вскрыла однородную толщу слабо разложившегося гипнового торфа мощностью 3,5 м, подстилаемую сизовой супесью. Образцы на спорово-пыльцевой анализ были отобраны через каждые 10 см.

По разрезу Казачье получено 11 радиоуглеродных датировок и построена спорово-пыльцевая диаграмма от атлантического периода до настоящего времени. По разрезу Хочо получена одна радиоуглеродная датировка и спорово-пыльцевая диаграмма, по нашему мнению, также характеризующая развитие растительности от атлантического периода до современности.

Наличие лишь одной радиоуглеродной даты в разрезе Хочо не позволило скоррелировать изученные разрезы. По палинологическим данным произвести корреляцию разрезов также оказалось сложно, так как спорово-пыльцевые диаграммы по каждому из разрезов отражают локальные условия их формирования, в первую очередь характер растительного покрова и количество переотложенной пыльцы в спектрах. Так, в спорово-пыльцевых спектрах р.Хочо присутствует заведомо переотложенная пыльца *Tilia*. В связи с этим корреляция разрезов производилась по палеоклиматическим кривым средних температур июля с учетом радиоуглеродных дат и путем сопоставления выделенных экстремумов потеплений и похолоданий с климатическими реконструкциями по Центральной и Южной Якутии [Андреев, Климанов, 1989, 1991].

Привязку разрезов мы начали с дат 1760 ± 50 по разрезу Казачье и 2170 ± 130 л.н. по разрезу Хочо. Похолодания, находящиеся выше этих датировок, можно считать разновозрастными и имеющими возраст примерно 1500 л.н. Далее были сопоставлены похолодания ниже этих датировок, которые можно отнести к началу субатлантического периода с возрастом около 2500 лет назад. Следующим этапом была привязка по разрезам самого теплого времени, относящегося к атлантическому оптимуму голоцена около 5500 лет назад. Затем наиболее сильное похолодание после оптимума по разрезу Хочо было сопоставлено с похолоданием по разрезу Казачье, которое относится к началу суббореального периода примерно 4500 лет назад. Потепление, имеющее возраст около 6000 л.н., по разрезу Казачье было сопоставлено с потеплением, которое предшествовало атлантическому оптимуму в разрезе Хочо.

Как видно из корреляции, отложения, вскрытые в разрезе Хочо, охватывают больший интервал времени, чем в разрезе Казачье. Изученные отложения в разрезе Хочо, по-видимому, начали формироваться с конца бореального периода, не захва-

тывая максимума его потепления. Также видно, что в некоторые периоды голоцена в этих разрезах наблюдается неравное количество пиков потеплений и похолоданий. Так, в конце атлантического периода по разрезу Казачье реконструировано 4 пика потепления, по разрезу Хочо – 3, в суббореальном периоде, соответственно, 2 и 1. В начале субатлантического периода по разрезу Казачье – одно потепление, а по разрезу Хочо – два. Кроме этого, отличается количественная оценка экстремумов климата. Например, в максимум похолодания в начале суббореального периода по разрезу Казачье средние температуры июля близки современным, по разрезу Хочо – были ниже примерно на 2°C .

Это могло быть обусловлено прежде всего разной полнотой геологической летописи, запечатленной в этих разрезах (локальные условия осадконакопления), разновозрастностью отобранных образцов по разрезам, т. е. – неточное соответствие коррелируемых образцов. Кроме того, возможно, были и ошибки в определении количественных характеристик климата.

В целом, можно констатировать, что изученные разрезы дополняют друг друга. И, так как разрезы расположены на близком расстоянии, мы сочли возможным построить обобщенные палеоклиматические кривые по исследованному региону и привязать их к шкале времени по имеющимся датировкам. Привязка к шкале времени палеоклиматических кривых из нижней части разреза Хочо условна, так как отсутствуют радиоуглеродные даты. Она была осуществлена путем сопоставления экстремумов потеплений и похолоданий с палеоклиматическими кривыми по Центральной и Южной Якутии [Андреев, Климанов, 1989, 1991].

Изменения климата будем рассматривать по периодам голоцена в отклонениях от современных климатических условий, привязывая их к шкале времени. Современные климатические показатели в районе исследований следующие: средние температуры июля около 11° , января около -37° , года $-15 \div -16^{\circ}\text{C}$, средняя годовая сумма осадков 150–200 мм.

Если верить радиоуглеродной датировке в разрезе Хочо, то климатостратиграфическая корреляция изученных разрезов позволяет реконструировать растительность и климат в низовьях Яны с конца бореального периода голоцена.

Конец бореального периода характеризуется прохладными условиями. В растительном покрове господствовали редкостойные лиственничники с ольховником и карликовой березой в подлеске. Пыльца кедрового стланика имеет явно заносный характер. На поверхности торфяника преобладали растительные ассоциации с пылью осоки, хвощей, сфагновых и зеленых мхов. Все температурные показатели в это время были ниже современных примерно на 1°C , осадков выпадало меньше примерно на 25 мм.

В атлантическом периоде (АТ) произошли существенные изменения в растительном по-

кrove. В растительности АТ-1 господствовали редкостойные лиственничники, заросли ольховника, чередующиеся с зарослями березки тощей и карликовых ив. На рубеже АТ-2 и АТ-3 заросли ольховника резко сокращаются, а березки тощей и ивы увеличиваются, широкое распространение получают осоковые сообщества. В АТ-3 резко сокращается участие в ценозах карликовых ив. В конце атлантического периода уменьшается участие ольховника и увеличивается участие березки тощей.

Несмотря на довольно однообразный характер спорово-пыльцевых спектров в исследованных разрезах, информационно-статистический метод позволил провести детальную реконструкцию климатических изменений в регионе за рассматриваемый промежуток времени.

В первое потепление в начале атлантического периода, экстремум которого по другим регионам Якутии был около 7800 лет назад, температуры стали выше современных примерно на 1°C , осадков было больше примерно на 25 мм. В последующее похолодание температуры и осадки были ниже, чем сейчас, соответственно на 1°C и 25–50 мм. Во второе потепление (предположительно около 7100 лет назад) средние температуры июля были выше современных примерно на 1°C , января и года – на $0,5\text{--}1^{\circ}\text{C}$, осадков выпадало больше на 25 мм. Затем наступило небольшое похолодание, когда средние температуры июля были выше примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$, а температуры января и года и средняя годовая сумма осадков были близки к современным. Последующее потепление характеризовалось температурами выше современных примерно на 1°C и осадками больше на 25 мм.

В середине атлантического периода произошло похолодание, которое в других регионах имеет возраст около 6400 лет назад. В это время температурные показатели стали ниже современных примерно на 1°C , а осадков на 25 мм меньше.

Заключительная фаза атлантического периода характеризуется неоднократными потеплениями и похолоданиями. Количество потеплений и похолоданий и их возраст точно соответствуют нашим реконструкциям по другим регионам Якутии. Датировка 5980 ± 100 л.н. фиксирует потепление с температурными показателями на 2°C и осадками примерно на 50 мм выше современных.

В последующее похолодание средние температуры июля и года приблизились к современным, а января – стали ниже, чем сейчас, на $0,5\text{--}1^{\circ}\text{C}$, осадки были выше на 25 мм.

Ниже датировки 5310 ± 50 л.н. произошло потепление, которое было самым большим за рассматриваемый промежуток времени и имело температурные показатели на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, а осадков на 50–75 мм выше современных. Это потепление можно отнести к оптимуму голоцена около 5500 лет назад. Датировкой 5310 ± 50 л.н. фиксируется относительное похолодание со средними температурами июля выше современных примерно на $0,5^{\circ}$, января на

$1,5\text{--}2^{\circ}$, года примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$; осадков было больше примерно на 25 мм. Около 5000 лет назад снова стало теплее, все температурные показатели стали выше, чем сейчас, примерно на 2°C , осадков было больше на 25–50 мм. Датировка 4950 ± 70 л.н. указывает на похолодание со средними температурами июля, близкими к современным, января – ниже примерно на 1°C , года – на $0,5^{\circ}\text{C}$, осадки были близки современным. В последующее потепление в самом конце атлантического периода все температурные показатели опять стали выше современных примерно на 2°C , осадки превышали современный уровень на 25–50 мм.

Растительность в суббореальном и субатлантическом периодах слабо отличалась от растительности конца атлантического периода.

Суббореальный период. На уровне датировки 4260 ± 300 л.н. в начале суббореального периода фиксируется похолодание, в которое температуры были ниже современных примерно на 2°C , осадков выпадало меньше примерно на 25 мм. Это похолодание можно отнести к пограничному между атлантическим и суббореальными периодами, которое прослеживается по всей Северной Евразии с максимумом около 4500 лет назад. В разрезе Казачье по сравнению с разрезом Хочо это похолодание менее выражено, что может быть связано, вероятнее всего, с тем, что отобранный образец в разрезе Казачье не относится к максимуму этого похолодания.

На протяжении суббореального периода реконструировано два потепления. В первое потепление температуры были выше современных на $1\text{--}1,5^{\circ}\text{C}$, осадков было больше примерно на 25 мм. Во второе, которое имеет датировку 3990 ± 100 л.н., температуры были выше на $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$, осадков выпадало больше на 50–75 мм. Это потепление у нас является максимальным в СВ периоде, а по всей Северной Евразии максимальное потепление в суббореальном периоде было около 3500 лет назад. Поэтому или эта датировка удревнена или около 4000 л.н. также было сильное потепление (в других районах около 4000 лет назад также было заметное потепление, но менее сильное, чем около 3500 лет назад), а первое нами зафиксированное потепление в суббореальном периоде было между 4500 и 4000 лет назад.

В похолодание между этими потеплениями средние температуры июля были выше, чем сейчас, примерно на $0,5^{\circ}$, января ниже на $0,5^{\circ}\text{C}$, а температуры года были около современных их значений; осадков выпадало немного больше, чем сейчас (в пределах 25 мм).

Субатлантический период. На границе суббореального и субатлантического периодов около 2500 лет назад температуры были ниже современных примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$, осадков выпадало меньше примерно на 50 мм. В первое субатлантическое потепление, которое было немного древнее 2170 ± 130 л.н. (возможно, около 2300 лет назад) и

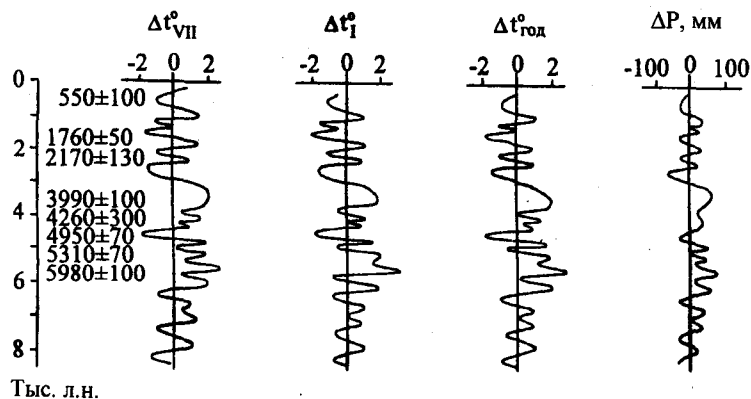


Рис. 64. Отклонения палеоклиматических характеристик от современных значений на севере Якутии в голоцене (составил В.А.Климанов)

во второе – древнее 1760 ± 50 (возможно, 1800–1900 лет назад) все температурные показатели были выше современных примерно на 1°C , а осадков выпало больше на 25 мм. В разделяющее эти потепления похолодание, которое датируется (по разрезу Хочо) 2170 ± 130 л.н., температурные показатели были ниже, чем сейчас, примерно на 1°C , осадков выпадало меньше примерно на 25 мм. Датировкой 1760 ± 50 л.н. отмечается начало похолодания, максимум которого был, по-видимому, около 1500 лет назад. Все температурные показатели в это похолодание были ниже современных почти на 2°C , осадков было меньше на 25–50 мм. В последующее потепление температурные показатели приблизились к современным, а осадков выпадало больше примерно на 25 мм. Затем наступило похолодание с температурами на $1\text{--}1,5^\circ\text{C}$ ниже современных и осадками около современных их значений. Ниже датировки 550 ± 100 л.н. было заметное потепление, которое можно отнести к “малому климатическому оптимуму” средневековья около 1000 лет назад. В это время температуры были выше современных на $1\text{--}1,5^\circ\text{C}$, осадков было больше примерно на 25 мм. Датировкой 550 ± 100 л.н. и до настоящего времени фиксируется похолодание, относящееся к малому ледниковому периоду, который, по нашим материалам, к сожалению, не удалось более детально проследить, как в других районах России. В это похолодание температурные показатели были ниже современных примерно на 1°C , осадков выпадало меньше примерно на 25 мм.

Таким образом, на протяжении от конца бореального периода до настоящего времени в низовьях Яны происходили неоднократные изменения климата (рис. 64), они относительно слабо сказались на изменениях в растительном покрове, что объясняется расположением разрезов в зоне лиственничной лесотундры, где доминирующие растительные ассоциации оставались неизменными, т.е.

сдвигов растительных зон не происходило, а изменялось только количественное соотношение различных пород. Существенную роль сыграло и то, что разрезы находятся в зоне непосредственного влияния на них речной сети, что определило сглаживающий характер растительности на протяжении рассматриваемого времени. Изменения температур, их амплитуда по сезонам носили дифференцированный характер. Средняя годовая сумма осадков в целом менялась однонаправленно с динамикой температур. В потепления происходило увеличение осадков, а в похолодание – их уменьшение. Изменения температурного режима на рассматриваемой территории были синхронны его изменениям в других частях Северной Евразии.

Для внутренних горных районов в дополнение к уже существовавшей информации [Ложкин, 1984; Ложкин, Федорова, 1989] в последнее время получены очень детальные данные [Anderson et al., 1991], которые показывают, что в позднем плейстоцене в горных районах Колымы доминировали полярные тундры (тундро-степи). Степные сообщества с преобладанием полыней доминировали на сухих прогреваемых склонах 22000–13800 лет назад. Кустарниковые сообщества были развиты очень слабо.

Около 13800–12500 лет назад в растительных сообществах несколько увеличивается участие злаков, что является, по-видимому, свидетельством более влажных условий.

Травянистые ценозы были вскоре замещены кустарниковыми сообществами с березой и ольховником, а затем лесными сообществами из лиственницы даурской. Около 11600 лет назад лиственничные леса с подлеском из березки тощей занимали значительные площади. Кедровый стланник появился в регионе около 9000 лет назад. В это время здесь формируются растительные ассоциации, близкие современным.

Глава 7

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Введение

Восточная Азия с ее океаническим обрамлением позволяет проследить изменчивость регионального климата не только на фоне его глобальных флуктуаций (последние наиболее четко зафиксированы в осадках океанических впадин), но и под влиянием меняющихся соотношений площадей суши и моря, перестройки структуры течений и колебаний приемных бассейнов. В данном разделе приводятся результаты изменений палеоландшафтов, сопряженных с климатическими колебаниями во второй половине кайнозоя (в интервале ранний миоцен – голоцен) для южной части Дальнего Востока и сопредельных акваторий Японского и Охотского морей. Установленные закономерности изменений палеоландшафтов и морских водных масс базируются на материалах комплексного геологического изучения многочисленных разрезов позднего кайнозоя как на суше, так и в пределах акваторий, с применением разнообразных палеогеографических, литолого-геохимических и физических методов. Полученные данные послужили основой для построения кривых колебаний климата (температуры и увлажнения; температуры и солености водных масс).

Основное внимание в описании палеоклиматических событий уделено широтному поясу в интервале 38–54° с.ш., где для плейстоцена установлены наиболее контрастные и быстрые ландшафтные смены и наибольшие сдвиги пространственно-временных палеогеографических рубежей [Короткий, 1981; Развитие ..., 1988]. В качестве составляющих палеоландшафтов, наиболее быстро реагирующих на колебания климата, выбраны среди биологических компонентов прежде всего растительность, среди косных элементов – состояние и динамика экзогенных систем прибрежной зоны, а среди климатически предопределенных компонентов – многолетнемерзлые грунты. Восстановление количественных параметров палеоклимата позднего плейстоцена – голоцена производилось с помощью традиционного метода ареалограмм [Гричук, 1969] с выделением поправок на изменчивость структуры спектров в районах с хорошо выраженной высотной поясностью на основе анализа соотношений регионально-фоновой и локально-автохтонной пыльцы [Развитие ..., 1988]. Для более древних этапов позднего

кайнозоя использован метод пространственно-временных соотношений таксонов в разных ландшафтно-климатических зонах Восточной Азии.

В данной главе изменчивость палеоклиматов второй половины кайнозоя рассматривается в целом для этого возрастного интервала (неоген, плейстоцен, голоцен) с более детальной характеристикой палеоландшафтов и количественных параметров для отдельных хроносрезов. В качестве таковых в неогене выбраны ранний–средний миоцен, поздний миоцен, ранний плиоцен, а в четвертичном периоде – ресс-вюрм (Q_{III}^1 – климатический оптимум), поздний вюрм (Q_{III}^4 – климатический минимум) и средний голоцен (Q_{IV}^{2atl} – климатический оптимум).

Неоген

Геологическая изученность неогена и полнота геологической летописи в пределах рассматриваемой территории недостаточны для детальной реконструкции изменений палеоклимата. Поэтому кривая колебаний, приведенная на рис. 65, фиксирует лишь относительные изменения климата (теплее, холоднее), хотя для отдельных эпох методом аналогии и на основе сопоставления видов-индикаторов с современными растениями получены количественные характеристики климата. Ниже приводятся обобщенные характеристики климатов для отдельных возрастных интервалов неогена.

Ранний–средний миоцен. Начало раннего миоцена – финальная стадия позднеолигоценового похолодания, зафиксированного в разрезах кайнозойских впадин флористически обедненными спорово-пыльцевыми комплексами с выпадением из них пыльцы тропической растительности и увеличением доли пыльцы хвойных (*Abies*, *Tsuga*, *Pinus*).

Последующее потепление, которое рассматривается многими исследователями кайнозоя Дальнего Востока как климатический оптимум позднего кайнозоя, установлено по резкому увеличению в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы термофильных широколиственных растений с элементами вечнозеленой субтропической растительности (в том числе пальм) [Геология СССР..., 1969; Климова и др., 1977]. Богатейшие комплексы листовых отпечатков свидетельствуют о развитии на обширных территориях листопадной теплоумеренной гу-

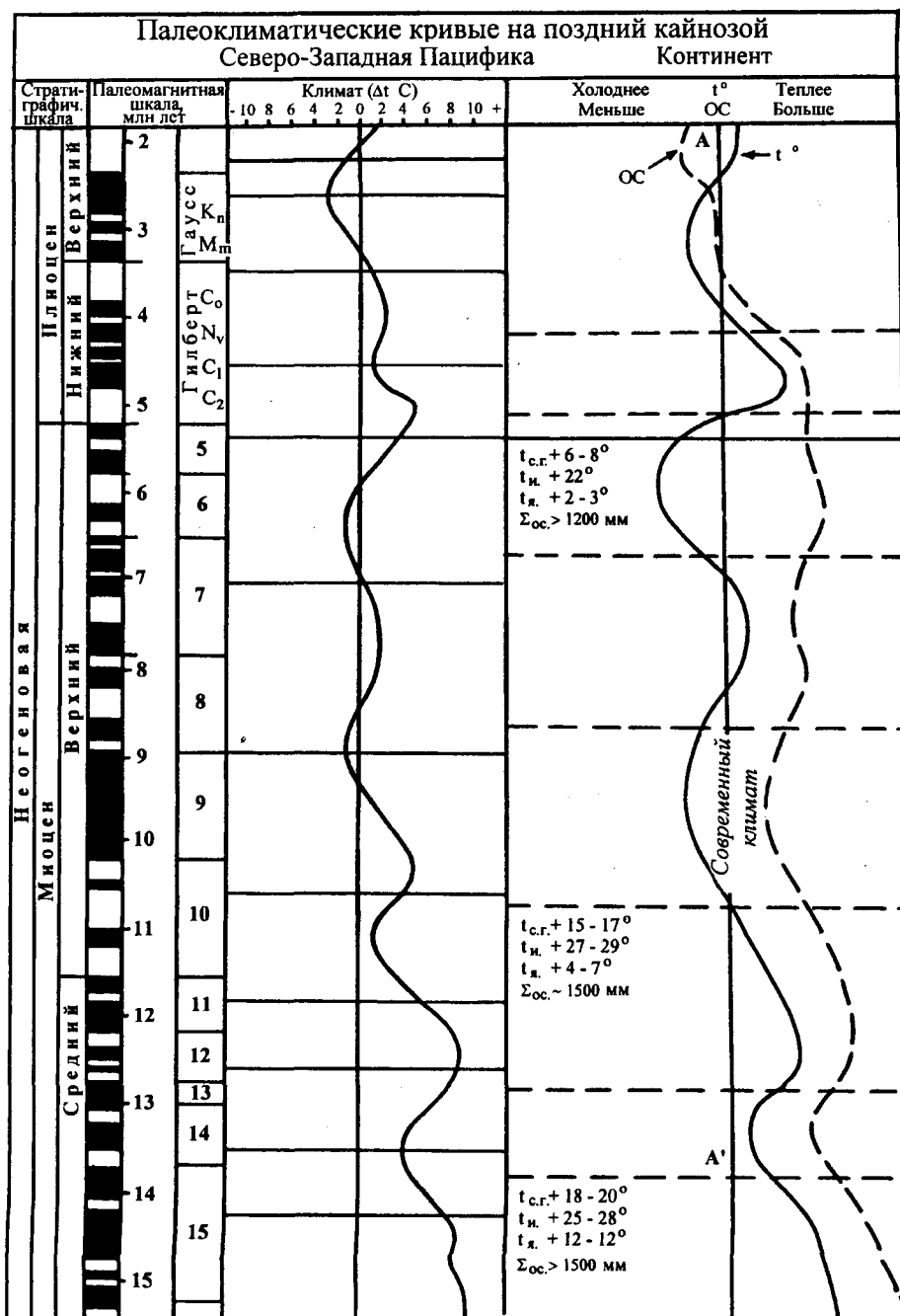


Рис. 65. Динамика климатических событий позднего кайнозоя на территории юга Дальнего Востока и Северо-Западной Пацифики (составили В.С.Пушкарь и А.М.Короткий)

А-А' - линия современного климата; t° - температурный режим; ОС - осадки; температуры (t): с.г. - среднегодовая, и. - июля, я. - января. Палеомагнитные эпизоды: K_p, M_m, N_v, C₁, C₂

мидной флоры, сходной по составу с современными растительными ассоциациями Южного Китая [Аблаев, 1978; Климова, 1983]. Сопоставление наиболее характерных видов-индикаторов с таковыми из состава современной растительности позволяет предположить, что среднегодовые температуры (на широте Владивостока) составляли около +18-+20°, июля - +25-+28°, января +12-+13°C, а годовая сумма осадков (с учетом слоя испарения) превышала 1500-1700 мм. Подобный тип термофильных гумидных ландшафтов являлся исходным для тургайской флоры и, видимо, сохранялся на протяжении раннего-среднего миоцена.

Для среднего миоцена в интервале 15-17 млн лет (данные трекового датирования [Павлюткин и др., 1984]) установлены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы покрытосеменных, среди которых доминируют представители широколиственной флоры (в общей сложности до 20 таксонов); среди хвойных преобладает пыльца семейства таксодиевых и елей. Такой тип спектра соответствует широкому распространению ландшафта хвойно-широколиственных лесов с реликтами палеогеновой растительности. Не противоречит подобному заключению и состав крупных флористических остатков. Подобный тип растительности

может быть сопоставлен с современной растительностью Центрального Китая (особенно по обилию дубов), относимой к типичным субтропикам. Соответственно, температуры июля определяются в пределах $+27\text{--}+29^\circ$, января — $+4\text{--}+7^\circ$, среднегодовые — $+15\text{--}+17^\circ\text{C}$, а сумма осадков — 1200–1400 мм / год.

Поздний миоцен. Отложения этого возраста, имеющие широкое распространение на юге Дальнего Востока, отличаются разнообразием континентальных фаций и вулканогенно-осадочных пород [Геология СССР..., 1969, 1970]. Богатство флористических остатков и микрофоссилий (споры и пыльца, диатомеи) позволяет достаточно уверенно оценить климатические условия формирования ландшафтов на этой территории.

Похолодание климата на этом этапе позднего кайнозоя в континентальной части юга Дальнего Востока фиксируется изменением структур спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов, а также состава остатков микрофлоры [Короткий, Демидова, 1977; Пушкарь и др., 1981]. Установлены две фазы похолодания.

Первая из них на уровне 10–11 млн лет соответствует развитию на широте $42\text{--}45^\circ$ с.ш. хвойно-широколиственных лесов с участием в их составе бука, ореха, ильма, липы, клена, а среди хвойных — пихты, тсуги, сосны. Большое количество в спорово-пыльцевых комплексах пыльцы представителей семейств *Taxodiaceae* и *Betulaceae*, единичное присутствие пыльцы субтропических растений свидетельствуют об умеренном похолодании климата. Такой состав растительности соответствует умеренно теплому и гумидному климату, сопоставимому с современными климатическими условиями островных территорий Восточной Азии. Следует отметить, что хвойно-широколиственные леса на этом этапе позднего миоцена имели четко выраженную поясность: равнины занимали широколиственные леса, а горное обрамление — леса, основу которых составляли ель, пихта, тсуга [Короткий, Демидова, 1977].

Таким ландшафтам соответствует мягкая зима (температура января около $-2\text{--}+3^\circ\text{C}$), теплое лето (температура июля свыше $+22^\circ\text{C}$) при годовой сумме осадков свыше 1200 мм.

Вторая фаза похолодания в позднем миоцене (рубеж 6–8 млн лет), которая соответствует климатическому минимуму, отличается широким распространением хвойно-широколиственных лесов вплоть до нижних уровней рельефа. В составе спорово-пыльцевых комплексов отмечается резкое увеличение пыльцы хвойных с большим разнообразием пыльцы тсуг, елей, пихт и лиственниц. Отмечается сокращение пыльцы широколиственных пород (но с обилием таксонов) на фоне возрастания пыльцы берез и ольхи. Пыльца субтропических растений (*Ginkgo*, *Sciadopitys*, *Podocarpus*, *Criptomeria*, *Magnolia*, *Liquidambar*, *Gliptostrobus*) встречается только единично. Такой состав спектров соответствует умеренно холодному и влажному климату, но с

достаточно теплой зимой. Климат был предположительно сходен с современным климатом центральной части о-ва Хоккайдо.

Плиоцен. Для стратотипов суйфунской и приамурской континентальных свит, относимых к плиоцену, после получения серии трековых дат (в интервале 9–12 млн лет) и детального изучения биофоссилий был доказан верхнемиоценовый возраст [Павлюткин и др., 1984]. В настоящее время биостратиграфические характеристики, на основании которых проводятся палеоклиматические реконструкции этой эпохи, установлены в изученных разрезах на юге Приморья, мыса Шанца, в Среднем Сихотэ-Алине и на севере бухт Неми и Сонье.

Изучение этих разрезов позволило выделить несколько фаз развития ландшафтов на юге Дальнего Востока, которые определялись климатическими сменами [Короткий, Демидова, 1977; Короткий и др., 1979; Короткий и др., 1980].

1. Фаза хвойно-широколиственных лесов с преобладанием среди хвойных елей и пихт, но с большим участием в составе растительности широколиственных пород, чем в позднем миоцене. В спорово-пыльцевых комплексах отмечается резкое снижение доли пыльцы таксодиевых и сокращение пыльцы субтропических растений [Короткий, Демидова, 1977].

2. Фаза полидоминантных широколиственных лесов на нижних элементах рельефа. Предположительно этот тип ландшафта соответствует климатическому оптимуму плиоцена. Однако не исключено, что он соответствует и более раннему (миоценовому) потеплению климата, хотя этому предположению противоречит малое участие в составе растительности субтропических элементов и отсутствие палеогеновых реликтов [Короткий и др., 1980].

3. Фаза елово-сосновых лесов в один из периодов похолодания климата в плиоцене.

В конце плиоцена на юге Дальнего Востока (особенно в его внутриконтинентальных частях) отмечается широкое площадное формирование покровно-элювиальных красноцветов, образующих верхнюю часть разреза плиоценовой террасы. По ряду литологических признаков толща красноцветов представляет собой продукт красноземного выветривания, происходившего в условиях теплоумеренного климата (температура августа $+22\text{--}+24^\circ$, января в пределах $+2\text{--}+3^\circ$, среднегодовая — $+9\text{--}+10^\circ\text{C}$) при продолжительном сухом сезоне. В пределах равнин в этих климатических условиях преобладали саванноподобные ландшафты. Похолоданию климата в конце плиоцена отвечает появление в составе красноцветов органических накоплений в разрезах Западного Приморья.

Эоплейстоцен и плейстоцен

Границе плиоцена и эоплейстоцена на большей части юга Дальнего Востока соответствует длительный стратиграфический перерыв, с которым по

времени совпало эрозионное расчленение территории с амплитудой вреза до 130–150 м [Юг Дальнего ..., 1972; Короткий и др., 1980]. Пробел геологических и палеоботанических данных затрудняет детальную палеоклиматическую реконструкцию для этой эпохи.

Эоплейстоцен

Палеомагнитное изучение опорных разрезов в Уссури-Ханкайской депрессии и горных районах юга Дальнего Востока показало, что осадки в основании котловины оз. Ханка и наиболее высоких террас могут быть отнесены к палеомагнитной эпохе Матуюяма, т.е. к эоплейстоцену [Короткий и др., 1979; Короткий, Павлюткин, 1984]. Полученные из осадков этих пачек спорово-пыльцевые комплексы фиксируют распространение на широте 42–45° с.ш. сообществ из представителей современной маньчжурской флоры, которые включали в свой состав виды таких родов, как *Fagus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Pterocarya*, экзотические виды *Pinus* при отсутствии типичных неогеновых экзотов. Таким ландшафтам (полидоминантные широколиственные леса) начала эоплейстоцена отвечают следующие расчетные палеоклиматические характеристики (температура августа около +21–+24°, января – +2–+3°, среднегодовая – в пределах +9–+10°С и годовая сумма осадков свыше 1200 мм).

Изучение разреза неоген-четвертичных отложений на мысе Азарьева (Уссурийский залив), для которых была установлена обратная остаточная намагниченность, показало присутствие в составе растительности на самом юге Приморья экзотических видов семейства *Taxodiaceae*, а также *Tsuga diversifolia*, *T. canadensis*, *Castanea*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Nyssa*, *Zelkova* и экзотических сосен. В ископаемых спорово-пыльцевых комплексах виды широколиственных пород, существующие в настоящее время, представлены пылью *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, *Tilia*, *Corylus* и т.д. Эти летнезеленые леса по составу были сходны с современными лесами северной части о-ва Хонсю.

Похолоданию в середине эоплейстоцена в Уссури-Ханкайской депрессии отвечают спектры с достаточным обилием пылцы елей и мелколиственных пород, но, в то же время, – с участием пылцы широколиственных пород и палеотипных сосен. Подобный тип спектра характерен для современных лесных ландшафтов Приморья на широте 44–48° с.ш. (температура августа +16–+17°, января – –16°, среднегодовая – около +1–+2°С, годовая сумма осадков не выше 800 мм).

Плейстоцен

Ранний плейстоцен. Отложения раннего плейстоцена на территории юга Дальнего Востока под-

разделяются на два горизонта, соответствующих климатическому оптимуму (*уссурийское время*) и похолоданию (*рудневское время*). Не исключено, что два типа теплых спектров, характерных для осадков уссурийского горизонта [Короткий и др., 1980], отвечают двум теплым фазам (рис. 66).

Начало раннего плейстоцена – фаза климатического оптимума. С ней связано широкое распространение на территории юга Дальнего Востока листопадных широколиственных лесов с примесью различных видов корейских и японских сосен, тсуг, криптомерий. По своей структуре ландшафты начала раннего плейстоцена (на широте 42–45° с.ш.) были сопоставимы с современными летнезелеными лесами севера о-ва Хонсю (температура августа +22–+24°, января –2––3°, среднегодовая – +10°С, годовая сумма осадков свыше 1000 мм). В пределах юга Дальнего Востока были хорошо выражены широтная зональность и вертикальная поясность [Караулова, 1974].

Климатический минимум раннего плейстоцена привел к существенной перестройке ландшафтов: в полосе 42–45° с.ш. получила широкое распространение (вплоть до уровня моря) формация темнохвойных лесов, в составе которых присутствовали реликтовые сосны и тсуги. К этому времени приурочено проникновение в Сихотэ-Алинь фригидных кустарников (представителей гипоарктической флоры) и образование гольцовой зоны (на высотах свыше 1500 м). Климат этой фазы раннего плейстоцена был сходен с современным для района Татарского пролива (температура августа – +14°, января – –20°, среднегодовая –1––2°С, годовая сумма осадков свыше 800 мм).

В более северных районах юга Дальнего Востока получили распространение светлохвойная тайга и мелколиственные леса. Вероятно, имела место и островная многолетняя мерзлота, о чем косвенно свидетельствует интенсивное смывание погребенных почв [Короткий, 1975].

Средний плейстоцен. Начало среднего плейстоцена (*ханкайское время*) (Q_{II}^1) ознаменовалось коренной перестройкой ландшафтов. Преобладающим типом растительности на равнинах Приморья (в полосе 40–47° с.ш.) стали широколиственные леса, состоящие в основном из современных видов. Самой термофильной ассоциацией того времени были грабовые чернопихтарники. В их состав дополнительно входили представители таких родов, как *Castanea*, *Fagus*, *Zelkova*, *Pterocarya*. Лесная формация такого типа достигала Среднеамурской низменности. Смещение широтных зон к северу составляло 5–6°. Климатические условия приближались к таковым в уссурийское время (Q_I^1).

Прогрессирующее похолодание климата в *шмаковское время* (Q_{II}^2) привело к проникновению с севера вплоть до 42° с.ш. представителей бореальной и охотско-камчатской флоры. Господствующим стал ландшафт темнохвойной тайги, а на юге Приморья получила развитие неморальная тайга с

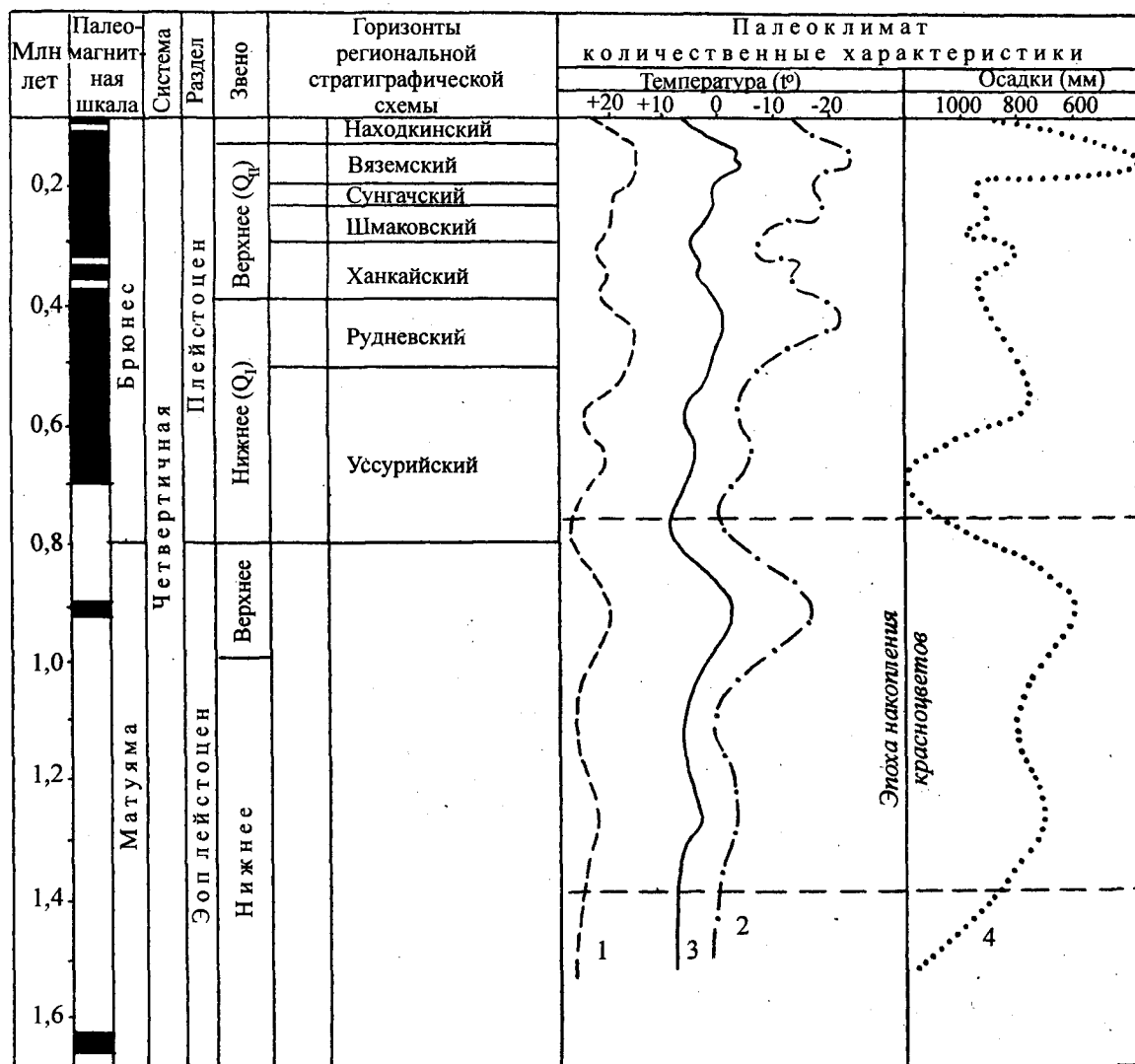


Рис. 66. Динамика климата юга Дальнего Востока в эоплейстоцене – среднем плейстоцене (для 42–45° с.ш.) (составил А.М.Короткий)

1–3 – температуры: 1 – июля, 2 – января, 3 – годовые; 4 – годовое количество осадков

кедром, широколиственными породами и экзотическими соснами. В верхнем поясе гор существовали гольцовые ландшафты. Таким ландшафтам юга Приморья могли соответствовать следующие палеоклиматические параметры: температура августа +17–+18°, января – -19°, среднегодовая температура – в пределах 1–2°C, среднегодовая сумма осадков – свыше 800 мм.

В более северных районах юга Дальнего Востока распространились елово-лиственничные и березово-лиственничные леса. Вероятно, здесь имела место мощная многолетняя мерзлота: почти во всех изученных разрезах отмечаются следы интенсивной солифлюкции, а в отдельных случаях отмечаются образования типа “котлов кипения” (?).

В *сунгачское время* (Q_{II}³) потепление климата привело к сокращению пояса темнохвойной тайги и расширению зоны широколиственных лесов. На уровне моря получили распространение кедрово-

широколиственные леса, сходные с современными для пояса мелкогорья и низкогорья Южного Сихотэ-Алиня. Климат на широте Владивостока был несколько прохладнее и влажнее современного (см. рис. 66).

Конец среднего плейстоцена (*вяземское время* – Q_{II}⁴) – эпоха интенсивного похолодания климата. Впервые в позднем кайнозое произошла значительная деградация темнохвойной тайги даже на самом юге Приморья. Установлена последовательная смена растительных формаций: в начале эпохи похолодания климата – темнохвойная тайга (криогигротическая фаза), затем – развитие елово-лиственничных и березово-лиственничных лесов. В рефугиумах на западном склоне Сихотэ-Алиня сохранились острова темнохвойной тайги с элементами широколиственной растительности.

Общее сокращение площади темнохвойной тайги объясняется не только снижением температур

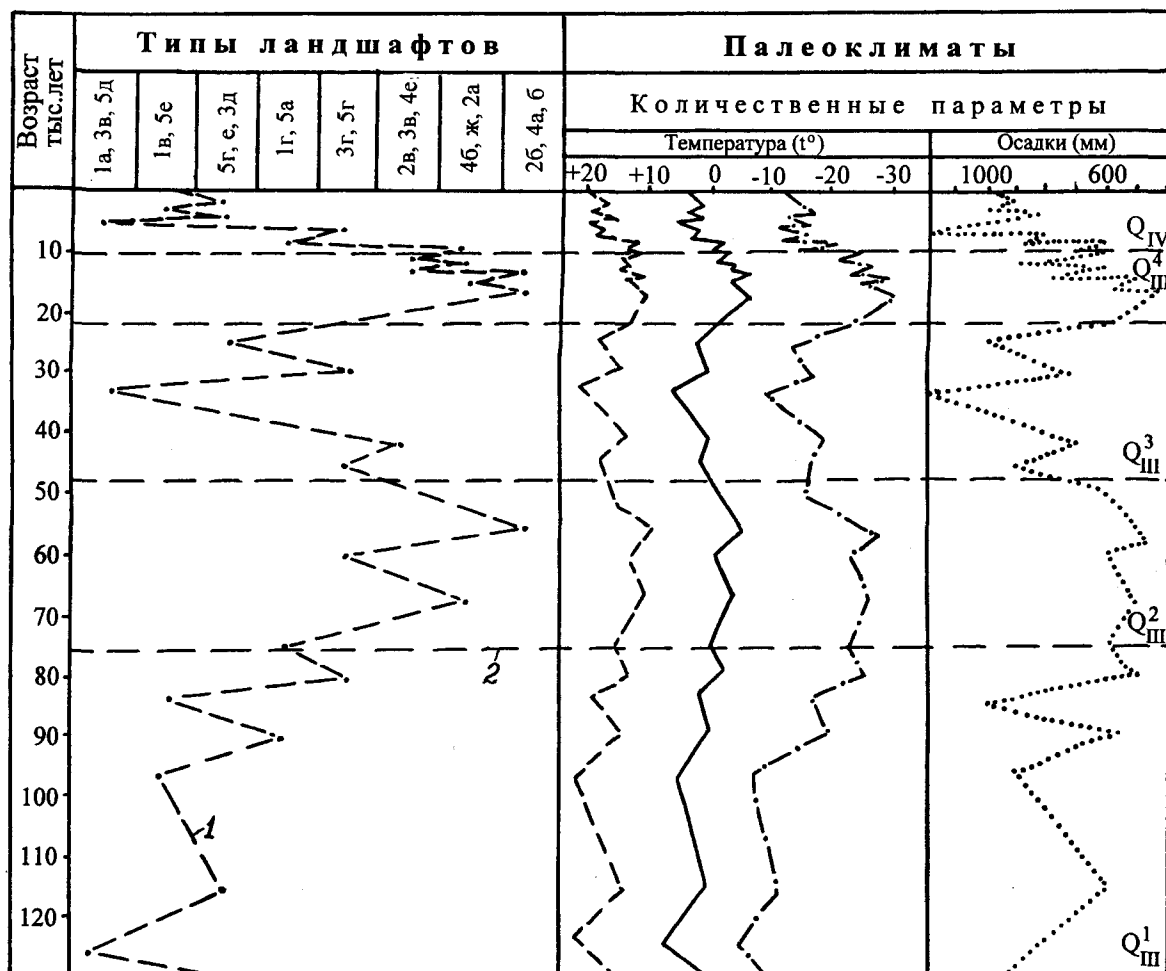


Рис. 67. Характеристика климата и типы палеоландшафтов (1–5) на юге Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене (для 42–45° с.ш.) (составил А.М.Короткий).

1 – изменение типов ландшафтов (пояснение см. в тексте); 2 – границы стратонов. Остальные условные обозначения см. на рис. 66.

(на широте Владивостока температура августа +15–+18°, января – 20–23°, среднегодовая – 2–2,5°C), но и иссушением климата (среднегодовая сумма осадков 400–600 мм). Соответственно, снижение среднегодовых температур по сравнению с современным составляло 6–7°C, а смещение растительных зон к югу составляло примерно 6–8° по широте [Короткий и др., 1980; Голубева, Караулова, 1983]. В конце вяземского времени получила снова широкое развитие темнохвойная тайга (на широте Владивостока). Климат оставался довольно холодным (особенно лето), но более влажным (годовая сумма осадков до 800 мм). Такой палеоклиматической интерпретации спорово-пыльцевых комплексов и других биофоссилий не противоречат и косвенные признаки регрессивных климатических изменений (наличие мощной толщи многолетнемерзлых грунтов, отсутствие следов ледниковых явлений на юге Приморья – признаки сухости климата; формирование каменно-глетчерных образований, многослойных склоновых отложений и селевых накоплений).

Поздний плейстоцен. Восстановление палеоклиматических условий позднего плейстоцена и построение региональной кривой (рис. 67) выполнено на основе изучения спорово-пыльцевых спектров и ¹⁴C-датирования опорных разрезов в разновысотных зонах Сихотэ-Алиня с приведением данных к уровню моря в полосе 42–45° с.ш. [Короткий и др., 1980; Голубева, Караулова, 1983; Развитие ..., 1988].

В позднем плейстоцене выделяются четыре «этапа» развития растительности и климатических смен: 1) находкинский (рисс-вюрмский Q_{III}¹); 2) лавовский (ранневюрмский Q_{III}²); 3) черноручинский (средневюрмский Q_{III}³); 4) партизанский (поздnevюрмский Q_{III}⁴). В составе этапов выделяются ландшафтно-климатические фазы, отвечающие флуктуациям климата внутри теплых или холодных эпох.

1. **Рисс-вюрмский (находкинский) этап** (130–75 тыс. лет).

1а. Начало позднего плейстоцена ознаменовалось значительным потеплением климата, что при-

вело к коренной перестройке ландшафтов на территории юга Дальнего Востока и к резкому изменению гидротермического режима на акваториях сопредельных морей [Алексеев, 1978; Короткий и др., 1980; Александрова, 1982; Голубева, Караулова, 1983; Развитие природной среды..., 1988; и др.].

В пределах юга Дальнего Востока рисс-вюрмскому (микулинскому) этапу соответствуют генетически разнородные осадки, объединяемые на территории Приморья в находкинский горизонт (Q_{III}^1), на Сахалине – в новотроицкий горизонт, а в Приамурье – в нижнегарьские слои [Короткий и др., 1980; Александрова, 1982; Региональная схема..., 1987]. Эти горизонты сопоставляются с казанцевским горизонтом Сибири.

Изученные разрезы находкинского времени расположены в различных геоморфологических и ландшафтных районах юга Дальнего Востока. Это позволяет не только установить отдельные фазы развития растительности, но и говорить об особенностях широтной зональности и вертикальной поясности, сопряженных с климатическим оптимумом рисс-вюрма.

Приморье. Климатический оптимум находкинского времени ознаменовался господством полидоминантных широколиственных лесов из элементов маньчжурской флоры (на низких уровнях рельефа) и елово-кедрово-широколиственных лесов в верхнем поясе гор (рис. 68). Широколиственные леса сложного состава, близкие грабовым чернопихтарникам, распространялись до северных пределов края как вдоль побережья Японского моря, так и на Западно-Приморской равнине. В составе растительности отмечаются наиболее термофильные представители маньчжурской флоры, такие как граб сердцелистный, дуб зубчатый, ясеня носолистный. Из реликтов тургайской флоры сохранились каштан, бук, лапина, экзотические сосны.

Распределение растительности по вертикальным поясам отражало достаточно теплый климат со среднегодовыми температурами на $4-6^{\circ}\text{C}$ выше современных. Верхний пояс гор (на высотах свыше 1300 м) занимали пихтово-елово-широколиственные леса. Не исключено, что зона горных тундр и стелющихся лесов исчезала в вершинном поясе полностью, за исключением отдельных вершин (высотой свыше 1700 м) в Северном Сихотэ-Алине. Этот вывод хорошо подтверждается характером спорово-пыльцевых комплексов из отложений высокогорных озер, для которых получены запредельные ^{14}C -даты, в бассейнах рек Самарга, Коппь и Анюй [Развитие..., 1988].

Изучение спорово-пыльцевых комплексов Западно-Приморской равнины позволяет предположить развитие дубово-березовых редколесий с примесью сосны могильной и большими участками остепненной растительности [Караулова, 1974]. Что же касается долины р.Раздольной и морского побережья в Юго-Западном Приморье, то результаты изучения многочисленных разрезов, включая

скважины с лагунными отложениями рисс-вюрмской трансгрессии, подтверждают ранее сделанное нами предположение [Короткий и др., 1980] о преобладании в этих районах полидоминантных широколиственных и грабово-чернопихтарниковых лесов.

Приамурье. Значительная протяженность территории с востока на запад и с юга на север, распространение обширных низменностей, высоких равнин и горных хребтов позволяют предположить, что во время рисс-вюрмского (казанцевского) климатического оптимума, как и в настоящее время, здесь выявляется значительная сложность ландшафтов. По данным Л.В.Голубевой [Голубева, Караулова, 1983], Ю.В.Маховой [Махова, Тер-Григорян, 1974] и других исследователей [Морозова, Вихлянцева, 1965; Разрез новейших отложений..., 1978; Алексеев, 1978; Региональная схема..., 1987; и др.] начало рисс-вюрма характеризовалось восстановлением зональной структуры растительности, близкой к современной. На юге региона в условиях более теплого, чем современный, климата восстанавливались зоны хвойно-широколиственных и широколиственных лесов. Многие термофильные породы, развитые на юге Приморья, продвигались вплоть до долины Амура, а по побережью Татарского пролива – в Нижнее Приамурье. По сравнению с Приморьем здесь были менее представлены экзотические сосны и отсутствовали реликтовые виды широколиственных пород. В восточной части региона вблизи Охотского моря климатическому оптимуму соответствует темнохвойная тайга с участием широколиственных пород, на западе – светлохвойные и березовые леса с участием широколиственных пород (дуб, орешник и ильм). По расчетам Т.Д.Боярской, среднегодовая температура в долине Нижнего Амура составляла $-1 - +1^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков 600–1000 мм.

Сахалин. Первый климатический оптимум позднего плейстоцена охарактеризован восстановлением растительных зон, близких к современным, но с более активным продвижением на север наиболее термофильных элементов (преимущественно вдоль западного побережья острова). Так, из разреза ольшанской морской террасы (высотой 8–10 м) в районе мыса Ламанон получен спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого обильно представлена пыльца термофильных широколиственных пород. Такой тип спорово-пыльцевого комплекса фиксирует в пределах прибрежной части региона развитие березово-широколиственных лесов. Расчет палеоклиматических характеристик с учетом общей структуры комплекса и видов-индикаторов (температуры июля $+19-+20^{\circ}$, января $-8-10^{\circ}$, среднегодовая $+4-+5^{\circ}\text{C}$, сумма осадков за год свыше 600 мм) позволяет предположить, что умеренно теплый и влажный климат времени формирования террасы мог соответствовать климатическому оптимуму рисс-вюрма. Соотношение климатических групп диатомей в осадках ольшанской

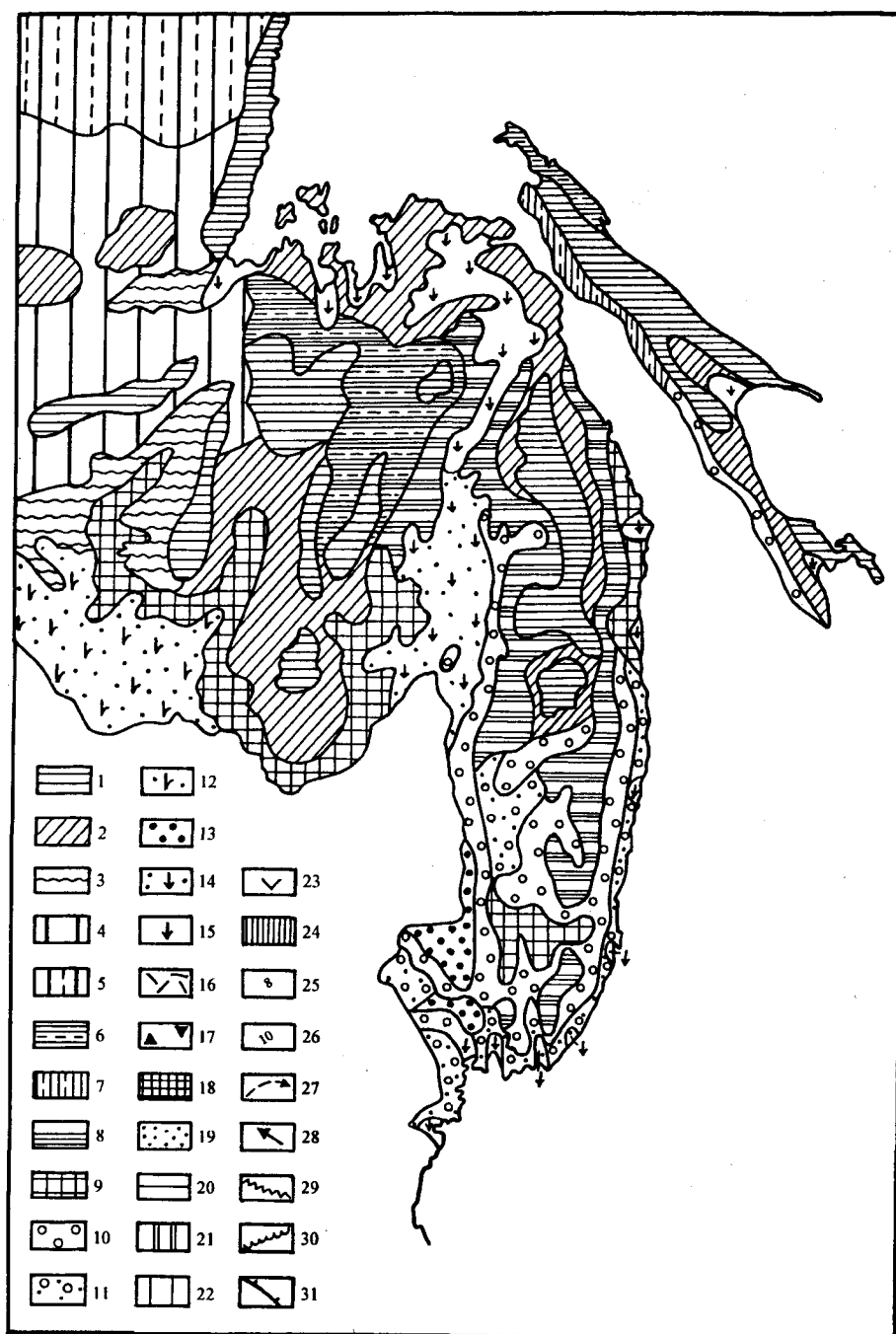


Рис. 68. Палеогеографическая карта-схема юга Дальнего Востока в рисс-вюрме (Q_{III}^1 – климатический оптимум) (составил А.М.Короткий)

Условные обозначения к рис. 68, 70, 72

1 – темнохвойная зеленомошная тайга; 2 – темнохвойная неморальная тайга; 3 – лиственничные и березово-лиственничные леса; 4 – лиственничные и сосново-лиственничные леса; 5 – лиственничные леса; 6 – кедрово-елово-лиственничные леса; 7 – березово-дубовые леса с ильмом; 8 – кедрово-широколиственные леса; 9 – дубово-широколиственные леса; 10 – широколиственные леса; 11 – полидоминантные широколиственные леса с участием граба, бука и каштана; 12 – степи и остепненные редколесья; 13 – остепненное березово-широколиственное редколесье с участками сосновых лесов; 14 – заболоченные аллювиальные равнины; 15 – заболоченные прибрежно-морские равнины (с лагунами и мелководными заливами); 16 – области распространения ледников; 17 – каменистые гольцовые пустыни; 18 – горные тундры; 19 – тундры и лесотундры низменных равнин; 20 – леса из каменной берёзы и кедрового стланика; 21 – редкостойные березово-лиственничные леса; 22 – березово-лиственнично-ольховниковые леса; 23 – редкостойные леса с осоково-разнотравными лугами; 24 – еловые и березово-лиственничные леса; 25–30 – гидротермический режим: 25, 26 – температура поверхностного слоя (25 – современная, 26 – в климатический оптимум голоцена), 27, 28 – течения (27 – холодное, 28 – теплое), 29, 30 – граница льдов (29 – современная, 30 – в климатический оптимум голоцена); 31 – береговая линия морей в позднем вюрме

террасы соответствует структуре второго подтипа бореального танатоценоза [Гребенникова, 1989], где среднегодовая температура поверхностного слоя воды равна 13–15°C, т.е. выше современных для данного района на 5–6°C [Морские террасы..., 1990].

Во внутригорных районах средней части острова получили распространение темнохвойные леса с небольшим участием широколиственных пород и со значительной примесью берез.

Меридиональная асимметрия ландшафтов, характерная для о-ва Сахалин, была четко выраженной в климатический оптимум рисс-вюрма. Суть асимметрии заключалась в формировании более термофильных элементов на западном побережье (широколиственные леса) и более фригидных – на восточном (темнохвойная тайга). Ее возникновение связано с различным термическим воздействием на сушу Охотского (холодного) и Японского (более теплого) морей. Асимметрия в рисс-вюрме усилилась благодаря воздействию контрастных морских течений: теплого Цусимского в Японском море, проникавшего вдоль западного побережья о-ва Сахалин вплоть до горловины Татарского пролива, и холодного в Охотском море, опускавшегося на юг до широты залива Терпения. Эта ландшафтно-меридиональная асимметрия хорошо зафиксирована в структуре спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов 8–10-метровой морской террасы на западном побережье (ольшанская терраса) и в заливе Терпения. Влияние более холодного Охотского моря отчетливо фиксировалось в отложениях рисс-вюрмской трансгрессии в заливе Анива [Короткий, Гребенникова и др., 1990].

Положение уровня моря. Не вызывает сомнения, что уровень Японского и Охотского морей превышал современный на 8–10 м во время климатического оптимума рисс-вюрма (рис. 69). Этой трансгрессии соответствуют прибрежно-морские осадки, вскрываемые в террасе высотой 8–12 м и перекрытые склоновыми, эоловыми и пролювиальными накоплениями [Короткий и др., 1980; Развитие..., 1988; Короткий, Худяков, 1990; и др.]. Детально изученные разрезы на континентальном и островном побережьях Японского моря и в заливе Анива убедительно доказывают совпадение максимума трансгрессии и климатического оптимума [Короткий и др., 1980; Короткий, Пушкарь, 1988; Морские террасы..., 1990]. Так, в бухте Зеркальной детально изучен разрез 8–10-метровой террасы. Осадки этой террасы формировались в условиях более теплого климата, чем современный. Этому соответствует преобладание в осадках по всему разрезу умеренно тепловодных диатомей (до 70% их содержания) и характер спорово-пыльцевого комплекса. В его составе отмечено обилие пыльцы широколиственных пород при отсутствии пыльцы кустарниковых берез и ольховника.

Расчет климатических характеристик, выполненный ареалогическим методом с использованием

видов-индикаторов, показал, что в прибрежной зоне на широте р.Зеркальной среднегодовые температуры превышали современные на 4–6°C, а годовая сумма осадков составляла более 1000 мм. Особенно значительное повышение температуры установлено для июля–августа (до 22° против 17–16°C в настоящее время). Как правило, оно характерно для климатического оптимума, а в позднем плейстоцене было типично для рисс-вюрма. Соответственно, прибрежно-морские осадки 8–10-метровой морской террасы, охарактеризованные теплыми спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами, на данном этапе изучения сопоставляются с одной из ранних трансгрессий стадии 5 на кривой Шеклтона-Опдайка, чему не противоречит ТЛ дата (110±30 тыс. лет). Можно предположить, что в изученном разрезе 8–10-метровой террасы в устье р.Зеркальной зафиксированы колебания уровня во время стадии 5е рисс-вюрмской трансгрессии. С этим хорошо согласуется преобладание в разрезе террасы умеренно тепловодных диатомей.

Дальнейшие изменения климата находкинского времени зафиксированы различными фазами развития растительности, данные о которых приводятся для широтного профиля Сихотэ-Алиня (42–45° с.ш.).

1б. Фаза кедрово-широколиственных лесов фиксирует климат, несколько более теплый, чем современный, о чем свидетельствует довольно высокое содержание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы широколиственных пород (прежде всего дуба и ильма). Увеличение доли пыльцы мелколиственных пород по сравнению с фазой 1а и уменьшение пыльцы елей и пихт соответствует относительному иссушению климата и малоснежным зима.

1в. Фаза развития кедровых и кедрово-широколиственных лесов отвечает снижению температур и увеличению влажности климата. О последнем косвенно свидетельствует уменьшение в спектрах доли пыльцы берез и увеличение содержания пыльцы ольховника.

1г. Фаза березово-дубовых лесов с элементами фригидно-кустарниковой растительности, вероятно, отвечает быстрому похолоданию климата и его континентализации в конце рисс-вюрма. Сходная по составу растительность наблюдается по северному обрамлению Амуро-Зейской депрессии в зоне островной многолетней мерзлоты.

2. *Ранний вюрм (лазовский этап)* (75–50 тыс. лет).

Главнейшие палеогеографические события, включая изменения ландшафтов, развивались под влиянием сильнейшего похолодания климата, когда среднегодовая температура на широте Владивостока снижалась до -4°C (см. рис. 67). В развитии растительности лазовского этапа выделяются следующие фазы, отвечающие разным стадиям похолодания климата и неоднородному увлажнению территории.

2а. Фаза темнохвойной тайги на склонах гор и редкостойных березово-лиственничных лесов на

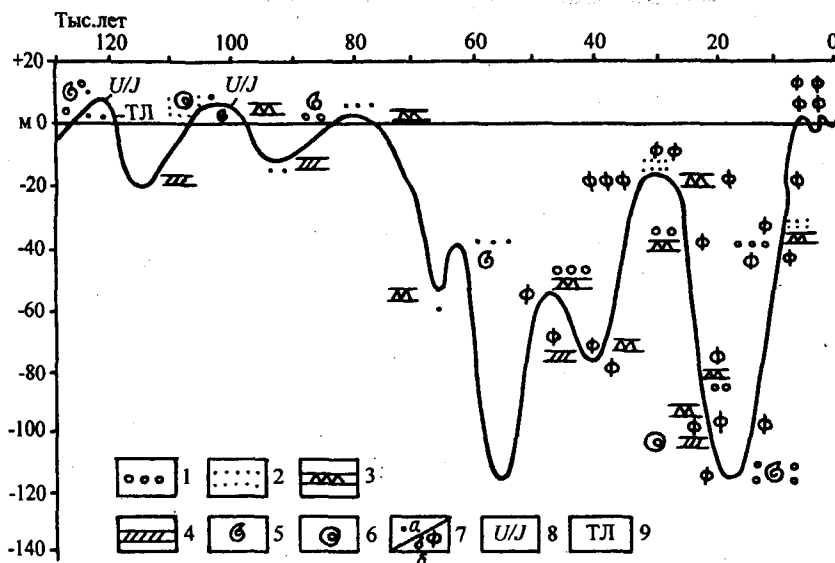


Рис. 69. Кривая колебания уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене (составил А.М.Короткий)

1 – галечники; 2 – пески; 3, 4 – торф: 3 – лагунный, 4 – пресноводный; 5 – раковины моллюсков; 6 – древесина; 7–9 даты определения абсолютного возраста: 7 – ^{14}C – даты (а – за пределами, б – конечные), 8 – уран-ионевые, 9 – термолюминесцентные

осушающемся шельфе и в долинах рек (аналог: современные ландшафты Шантарских островов). Климат с холодным летом (до $+12^\circ\text{C}$) и снежной зимой (годовая сумма осадков до 800 мм).

2б. Фаза олигодоминантных березово-лиственничных лесов с участками лесотундр и тундр (севернее 48° с.ш.) на осушившемся шельфе. На севере Сихотэ-Алиня – смыкание пояса горных тундр и прибрежных лесотундр. Эта фаза развития растительности соответствует климатическому минимуму: предполагается снижение среднегодовых температур до $-8\div-9^\circ\text{C}$, уменьшение годовой суммы осадков до 400 мм. Усилению общего регионального похолодания климата и его континентализации способствовало развитие сплошного ледового покрова в северной части Японского моря, где на время была утрачена связь с Охотским морем [Развитие природной среды ..., 1988].

2в. Фаза березово-лиственничных лесов с элементами южнотаежной растительности, закончившаяся восстановлением в прибрежной зоне елово-пихтовой тайги. Для нее характерно резкое возрастание зимних температур (до $-18\div-20^\circ\text{C}$) и относительное возрастание летних (до $+14\div+16^\circ\text{C}$) при общем увеличении годовых осадков до 600–700 мм). Прибрежная зона являлась полосой развития интенсивных холодных туманов в летнее время, чему отвечает обилие ольховника.

3. Средний вюрм (черноручьинский этап) (50–21 тыс. лет).

Развитие ландшафтов этого этапа определялось преобладанием теплого климата с хорошо выраженными внутри него похолоданиями (см. рис. 67).

3а. (около 50–45 тыс. лет). Фаза развития темнохвойной тайги на склонах гор и березово-лиственничных лесов с элементами широколиственных пород; соответствует потеплению климата с постепенным нарастанием температур.

3б. (около 45–43 тыс. лет). Фаза березово-лиственничных лесов с отдельными островами темно-

хвойной тайги, отвечает достаточно интенсивному похолоданию и сокращению осадков (современный ландшафтный аналог – растительные ассоциации в нижнем течении р.Уда). Предполагается понижение зимних температур, сокращение доли зимних осадков и развитие островной многолетней мерзлоты.

3в. (около 43–33 тыс. лет). Фаза развития полидоминантных широколиственных и кедрово-широколиственных лесов отвечает климатическому оптимуму среднего вюрма, по интенсивности повышения температур и режиму увлажнения сходного с климатом среднего голоцена.

3г. (33–30 тыс. лет). Фаза кедрово-еловой тайги с островами березово-лиственничных лесов фиксирует относительное похолодание климата. Отмечается усиление похолодания во внутриконтинентальных районах по сравнению с побережьем Японского моря.

3д. (30–24 тыс. лет). Фаза темнохвойной тайги с элементами широколиственной растительности сопоставляется с умеренным потеплением и относительным увлажнением климата. Сопоставляется с современными ландшафтами Среднего Сихотэ-Алиня (побережье Японского моря на широте $45\div46^\circ$ с.ш.).

3е. (24–21 тыс. лет). Фаза елово-пихтовых и елово-лиственнично-березовых лесов. Отвечает прогрессирующему похолоданию климата в конце среднего вюрма с довольно резкими сменами растительности внутри фазы. Последние объясняются частыми климатическими флуктуациями (с длительностью до 700–900 лет).

4. Поздневюрмский (партизанский этап) (Q_{III}^4).

Поздний вюрм рассматривается как пример эпохи с хорошо изученными рубежами, из которых наибольший интерес в палеогеографическом отношении представляет рубеж около 20–18 тыс. лет (главный климатический минимум плейстоцена, по А.А.Величко, [1973]), отражающий критическую ситуацию в развитии природной среды.

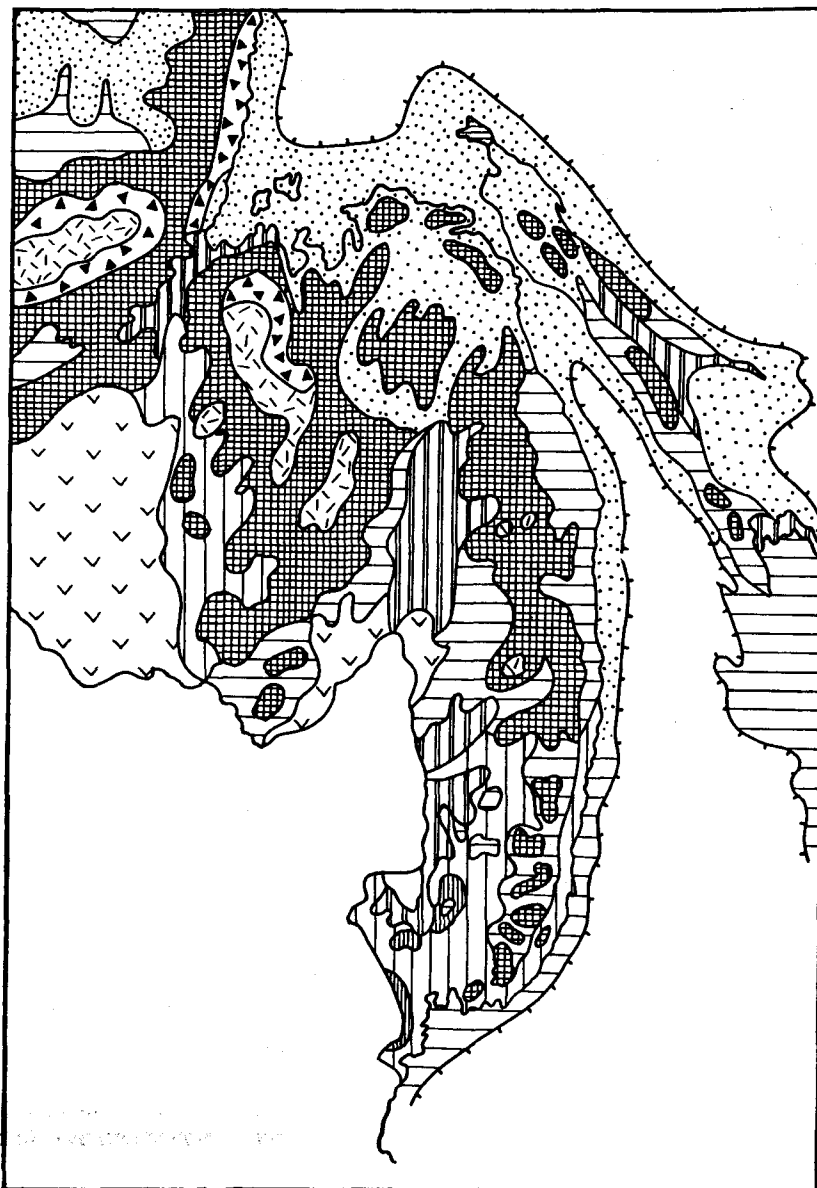


Рис. 70. Палеогеографическая карта-схема юга Дальнего Востока в позднем вюрме (партизанское время – Q^4_{III}) (составил А.М.Короткий)
Условные обозначения см. на рис. 68

Палеогеографический рубеж около 20–18 тыс. лет отвечает климатическому минимуму позднего вюрма и максимуму позднеледниковой регрессии Мирового океана. Два столь крупных палеогеографических феномена существенно изменили течение природного процесса в Восточной Азии и прилегающих акваториях Японского и Охотского морей (рис. 70).

Обоснование возраста. В пределах юга Дальнего Востока позднеледниковую в целом соответствуют генетически разнородные осадки, объединяемые в партизанский горизонт [Короткий, Караулов, 1975], который сопоставляется с верхнезырянскими слоями Западной Сибири [Архипов, 1972], сартанским перигляциальным горизонтом Восточной Сибири [Равский, 1972], мицуневским горизонтом (Q^4_{III}) Сахалина [Александрова, 1982], хаймикинским горизонтом Камчатки [Беспалый, 1974]. Возраст отложений парти-

занского горизонта обоснован результатами спорово-пыльцевого диатомового анализа, изучением древних костных остатков, а также ^{14}C -датированием. В пределах морских акваторий (Японское море) выделение осадков, сопоставляемых с партизанским горизонтом и объединяемых в позднеледниковый горизонт, сделано на основании изучения планктонных и бентосных фораминифер, спор, пыльцы и диатомей [Плетнев, 1985; Пушкарь, 1979]. Для осадков партизанского горизонта на указанной территории к настоящему времени получено свыше 160 достоверных датировок, а в районе рубежа 20–18 тыс. лет – около 35.

Для позднего вюрма по результатам изучения спор, пыльцы и диатомей зафиксированы многочисленные климатические флуктуации, в первом приближении соответствующие таковым на территории Северной и Восточной Азии [Архипов, 1971;

Величко, 1973; Кинд, 1974; Троицкий, 1979]. Непосредственно для палеогеографического рубежа 20–18 тыс. лет для изучаемой территории характерны спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы мелколиственных (*Betula* sp., *B. sect. Albae*, *B. sect. Nanae*, *Alnaster*, *Alnus*) и небольшим количеством хвойных пород (*Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P. pumila*, *Larix*).

Широколиственные встречены единично и в основном в спорово-пыльцевых спектрах южной и западной частей Приморья. Отмечается увеличение “фригидности” спектров с юга на север и с запада на восток. Однако общая структура спорово-пыльцевых спектров, соответствующих климатическому минимуму позднего вюрма, достаточно выдержана в пределах всего региона, что позволяет вполне уверенно выделять изучаемый палеогеографический рубеж и проводить внутрирегиональную корреляцию событий этого времени.

Ниже приводится описание природной среды на рубеже 20–18 тыс. лет (фаза 4а – климатический минимум) и обоснование реконструкций для отдельных элементов рельефа и типов геоморфологических процессов.

Климат и палеоландшафты. С началом позднего вюрма во внетропических районах Северного полушария в развитии природной среды наблюдается резкий перелом, прежде всего обусловленный сильным похолоданием и иссушением климата.

Главный климатический минимум плейстоцена сопровождался снижением среднегодовых палеотемператур на 8–12°C и уменьшением влажности [Величко, 1973; Троицкий, 1979].

Приморье. Континентальный и холодный климат на рубеже 20–18 тыс. лет способствовал возникновению в Сихотэ-Алином регионе малодифференцированных ландшафтов (фаза 4а), растительность которых была сходна с современной для Северо-Западного Приохотья (рис. 70). Времени климатического минимума на Сихотэ-Алине соответствует расширение площадей горных тундр, субальпийских стелющихся лесов, березово-лиственных лесов и редколесий и исчезновение вертикальных поясов широколиственных, кедрово-широколиственных и темнохвойных лесов [Короткий и др., 1980].

Амплитуда смещения широтных растительных зон к югу по сравнению с их современным положением была весьма значительной. Примерный современный аналог растительности климатического минимума партизанского времени расположен в среднем Приохотье на широте 55–56° с.ш., где находится северный предел распространения ели. Таким образом, смещение широтных зон к югу было почти на 10°, которое предполагает снижение среднегодовых температур не менее чем на 8–9°C и снижение количества осадков до 400–500 мм.

Среднее и Нижнее Приамурье. На востоке региона, тяготеющего к Охотскому морю,

в горах господствовали кустарниковые заросли и горные тундры, а на равнинах – лиственничные мари, остепненные марево-разнотравные луга. Таким ландшафтам, по представлениям Э.Н.Сохиной и др. [Разрез новейших отложений..., 1978], соответствуют: среднеиюльская температура +12°, среднеянварская -24÷-32°, среднегодовая -4÷-6°C, при годовом количестве осадков 400–600 мм.

В западных районах Приамурья по мере нарастания континентальности климата для эпохи поздневюрмского похолодания отмечается усиление роли древесной растительности, прежде всего в предгорьях. Здесь были распространены березово-лиственничные леса с травяным покровом, а на равнинах – ерниковые и луговые мари. В горах преобладали безлесные ландшафты: пояс горных тундр занимал зоны среднегорного и низкогорного рельефа. За пределами областей оледенения чрезвычайно широко были развиты “гольцовые пустыни”.

Сахалин. Похолодание климата в позднем вюрме вызвало вытеснение из состава растительности на равнинах темнохвойных и широколиственных пород, развитие редкостойных лиственных и лиственнично-березовых лесов и травяно-кустарниковых пространств [Александрова, 1982]. В горных районах на севере были развиты “гольцовые пустыни” и горные тундры, в южной части, в нижнем поясе гор, произрастали редкостойные березово-лиственничные леса с сохранением в рефугиумах темнохвойных и широколиственных пород. Такой состав растительности на острове примерно соответствовал величине среднеиюльских температур +8–+12° и среднеянварских от -15 до -25°C. Годовое количество осадков предположительно не превышало 400 мм в западной части и 700 мм на востоке острова.

Западное Приохотье. В горных районах этой территории в условиях чрезвычайно сурового климата на больших площадях формировались ландшафты типа “гольцовых пустынь”, а в более благоприятных морфоклиматических условиях господствовали кустарниково-травяные тундры, ольховниковые тундры и сфагновые болота в речных долинах и на пологих водоразделах в зоне мелкогогорья и частично низкогогорья [Чемеков, 1975].

Териофауна. Следует отметить, что предлагаемые реконструкции ландшафтно-климатической обстановки позднеплейстоценового максимального похолодания хорошо увязываются с распространением на этой и сопредельных территориях представителей верхнепалеолитического териокомплекса, таких как мамонт, шерстистый носорог, лошадь, бизон, пещерная гиена [Николаева, 1969; Ганешин, Смирнов, 1960; Верещагин, Оводов, 1968; Кальке, 1976; Оводов, 1977; Короткий и др., 1981; Minato, 1955, 1967; Shikama, Onuki, 1962; и др.]. Одной из замечательных особенностей южноуссурийской окраины ареала мамонтовой фауны, по мнению Н.К.Овдова [1977], явилось наличие в ее составе тигра, мелкого оленя и других таежных видов.

Подобное сочетание представителей позднепалеолитического териокомплекса приводит Н.К.Овдова к выводу о существовании на территории Южного Приморья значительных лесных массивов и участков луговой и степной растительности.

Соответствие мамонтовой териофауны позднелайстоценовому максимальному похолоданию вполне убедительно подтверждается структурой фригидных спорово-пыльцевых спектров, полученных из осадков с костными остатками на Ханкайской равнине [Короткий и др., 1981]. Этот териокомплекс в Сихотэ-Алинском регионе существовал все позднеледниковье, о чем свидетельствуют радиоуглеродные датировки для "хорольского" мамонта (15800 ± 140 – 17200 ± 100 л.н., КИ-1200) и костных остатков из позднепалеолитических слоев пещеры Близнец в бассейне р.Партизанской (данные Э.В.Алексеевой: 11965 ± 64 л.н., СОАН-1550; 9995 ± 65 л.н., СОАН-1551).

Положение уровня Японского и Охотского морей. В прибрежной зоне и на шельфе Японского моря определяющим фактором в развитии и ходе осадконакопления явилась мощная регрессия Японского моря. Амплитуда снижения уровня определяется по сравнению с черноручьинским временем в 95–115 м (см. рис. 69). Береговая линия, отвечающая полной регрессии, по данным разных авторов, располагалась вблизи отметок 110–130 м [Геологическое развитие..., 1968; Iseki, 1971; Shibasaki et al., 1971; Кулаков, 1973; Юг Дальнего..., 1972].

К середине позднеледниковья, когда сушей стала практически вся шельфовая ступень Японского моря (до отметок -120 – -130 м), произошло восстановление крупных речных бассейнов, сходных в общих чертах с палеосистемами раннего плейстоцена [Юг Дальнего..., 1972].

Колебания уровней озер и речные системы впадин. Уссури-Ханкайская и другие равнины юга Дальнего Востока (за исключением Нижнего Амура) в эпоху позднелайстоценового климатического минимума представляли собой зону достаточно интенсивного континентального осадконакопления [Короткий, Караулова, 1975; Разрез новейших отложений, 1978]. Этот этап в пределах Ханкайской равнины ознаменовался мощной озерной трансгрессией, когда впервые за плейстоцен уровень оз. Ханка превышал современный на 1,5–2,0 м. Возникший озерный водоем, простиравшийся до широты г.Лесозаводска [Никольская, 1972; Юг Дальнего..., 1972], вызвал подтопление в устьях рек, с которым связано образование обширных низинных болот.

Эрозионно-денудационные процессы в горах. В горных системах юга Дальнего Востока позднеюрмское похолодание привело, прежде всего, к резкому расширению гольцовой зоны, в пределах которой широкое развитие получили осыпные и курумовые процессы, в отдельных местах – нивационные и ледниковые явления.

В Среднем и Северном Сихотэ-Алине позднеледниковью отвечает более широкое, чем на юге Приморья, развитие склоновых процессов (за пределами гольцовой зоны).

Ледниковые и нивационно-гольцовые явления. Геоморфологические процессы в вершинном поясе гор юга Дальнего Востока во время позднеюрмского похолодания носили иной характер, чем в современной гольцовой зоне и высокогорьях. Прежде всего похолодание климата привело к резкому расширению гольцовой зоны и снижению ее нижней границы по сравнению с современной на 600–1000 м. Нижняя граница гольцов на севере рассматриваемой территории располагалась на высоте 300–400 м (хребты Приамурья) и на 900–1000 м в Южном Сихотэ-Алине. Такая инверсия границы гольцового пояса вполне увязывается с общим снижением среднегодовых температур в северном направлении и, на наш взгляд, объясняется резким усилением ледовитости Японского и Охотского морей как в связи с общим понижением температуры поверхностных вод, так и с усилением изоляции этих бассейнов из-за значительного снижения уровня моря (до -120 – -130 м).

Среди палеогеографических проблем горных районов юга Дальнего Востока в эпоху позднелайстоценового максимального климатического похолодания следует, прежде всего, выделить проблему масштабов горного оледенения.

Приморье. Анализ палеоклимата холодных эпох антропогена и оценка орографических условий возникновения оледенения в Южном Приморье показали невозможность развития достаточно мощных ледников даже в наиболее высоких массивах Сихотэ-Алиня [Короткий, 1968; Юг Дальнего..., 1972; Алексеев, Голубева, 1973; Короткий, Караулова, 1975].

Приамурье и Западное Приохотье. Наибольшее распространение здесь имели горнодолинные и карово-троговые ледники [Чемяков, 1975].

На основании анализа гипсометрического положения каров для этой территории восстановлено положение границы снеговой линии, которая в притихоокеанской зоне располагалась на высоте 500–700 м (на севере региона) и 900–1100 м (на юге региона), повышаясь во внутриконтинентальных горных областях до 1200–1400 м.

Сахалин. Следы древнего оледенения, сопоставляемого по времени с позднеюрмским похолоданием климата, описаны с достаточной достоверностью только в хребте Набильском, где цирки наблюдаются на северных склонах горных вершин Лопатина и Невельского на абсолютных высотах около 1300–1500 м [Александрова, 1982].

Многолетняя мерзлота. В северных районах юга Дальнего Востока, где в настоящее время развита достаточно мощная толща многолетнемерзлых грунтов, в эпоху позднеюрмского похолодания допускается более интенсивное проявление

ние геоморфологических процессов, связанных с существованием многолетней мерзлоты.

Холодный и относительно сухой климат способствовал широкому развитию на территории Сихотэ-Алинского региона вечной мерзлоты, следы которой зафиксированы в рельефе и осадках разных ландшафтно-климатических поясов и зон [Соловьев, 1961; Короткий, 1975, 1976; Алексеев, 1978; Алексеев, Голубева, 1973].

Криогенные формы, возникшие за счет промерзания горных пород в погребенном состоянии, представлены полуразрушенными буграми пучения, которые изучены в разрезах I и II надпойменных террас в речных долинах Северного Сихотэ-Алия [Короткий, Ковалюх, 1987].

Более часты на поверхности древних террас и водоразделов крупные термокарстовые западины, выполненные голоценовыми озерно-болотными отложениями или занятые современными озерами.

С широким распространением в позднем вюрме многолетней мерзлоты связано активное морозобойное трещинообразование. В целом климатические условия способствовали не только формированию зачаточных морозобойных трещин, но и достаточно крупных грунтовых жил. Именно из отложений грунтовых жил и получены наиболее холодные для позднего вюрма спорово-пыльцевые спектры.

Нагорные террасы, которые рассматриваются как результат проявления криогенеза в суровых климатических условиях плейстоцена, имеют достаточно широкое распространение в вершинном поясе Сихотэ-Алия.

Из аккумулятивных образований, связанных с мерзлотными процессами в позднем вюрме, рассматриваются курумово-осыпные и каменно-глетчерные образования.

Золовые процессы. Анализ распространения золовых форм позволяет выделить несколько участков, где в позднем вюрме имели место золовые процессы. Прежде всего ареной ветровой деятельности в позднем вюрме стали обширные прибрежные равнины, обнажавшиеся из-под уровня моря.

Второй район дефляции и золовых накоплений в позднем вюрме – депрессии бассейна Амура, где источником песка являлись прирусловые отмели и поймы этой реки.

При описании золовых накоплений юга Дальнего Востока следует остановить внимание на возможном накоплении в позднем вюрме золовой пыли, вынесенной из внутренних районов Восточной Азии. Не исключено, что в условиях холодного и умеренно влажного климата позднего вюрма в континентальной части юга Дальнего Востока формировались золовые лёссы, которые затем в течение голоцена, когда климат был умеренно теплым и влажным, утратили свои первичные свойства [Короткий, 1983; Павлюткин, 1986]. Интенсивное похолодание климата и его континентализация в позднем вюрме сопровождалась развитием де-

флюкционных процессов на шельфе Японского и Охотского морей и аккумуляцией песка и золовой пыли.

Последующие смены ландшафтов. Для обоснования палеоклиматической кривой (см. рис. 67) ниже приводится краткое описание смен палеоландшафтов (растительности), установленных для второй половины партизанского времени (позднего вюрма).

4б. Фаза березово-лиственничных лесов и редколесий соответствует относительному потеплению климата (16–15 тыс. лет). Во внутриматериковых районах оно было более интенсивным. Потепление фиксируется увеличением в спорово-пыльцевых спектрах доли пыльцы древесных берез и появлением пыльцы елей.

4в. Фаза березово-лиственничных лесов и ерничково-ольховниковых ассоциаций соответствует усилению похолодания климата на рубеже 15–13 тыс. лет. Этой фазе похолодания отвечает некоторое увеличение влажности климата, о чем свидетельствует возрастание в спектрах количества пыльцы ольховника, каменной березы и ольхи. По сравнению с климатическим минимумом отмечается увеличение доли пыльцы кедрового стланика, что можно объяснить возрастанием количества зимних осадков.

4г. Фаза березово-лиственничных лесов (с примесью елей и пихт) и редколесий сопоставляется с потеплением климата в конце позднего ледникового (фаза беллинг).

4д. Фаза березово-лиственничных лесов и редколесий (на хроноуровне 12,5 тыс. лет) сопоставляется с климатической стадией ранний дриас, когда наблюдалось снижение среднегодовых температур по сравнению с современностью на 4–5°C.

4е. Фаза березово-лиственничных лесов с островами темнохвойной тайги (хроноуровень 11,5 тыс. лет) соответствует потеплению климата (сопоставляется с аллередом). На удалении от берега Японского моря получили распространение высокорослые лиственничники (остатки пней и шишек) с подлеском из ольховника. Масштабы потепления заметно уменьшаются с юга на север, что, вероятно, связано с существованием на акватории Татарского пролива ледового покрова.

Голоцен

Детальное изучение голоцена на юге Дальнего Востока позволило проследить эволюцию климата и растительности, а большое количество ¹⁴C-датировок сделало надежным сопоставление региональных процессов с ходом глобальных изменений климата (рис. 71).

Ранний голоцен. Одна из особенностей климата начала голоцена (пребореала) – интенсивное потепление на рубеже 10,5–10,2 тыс. лет. С ним связано распространение на юге региона березово-иль-

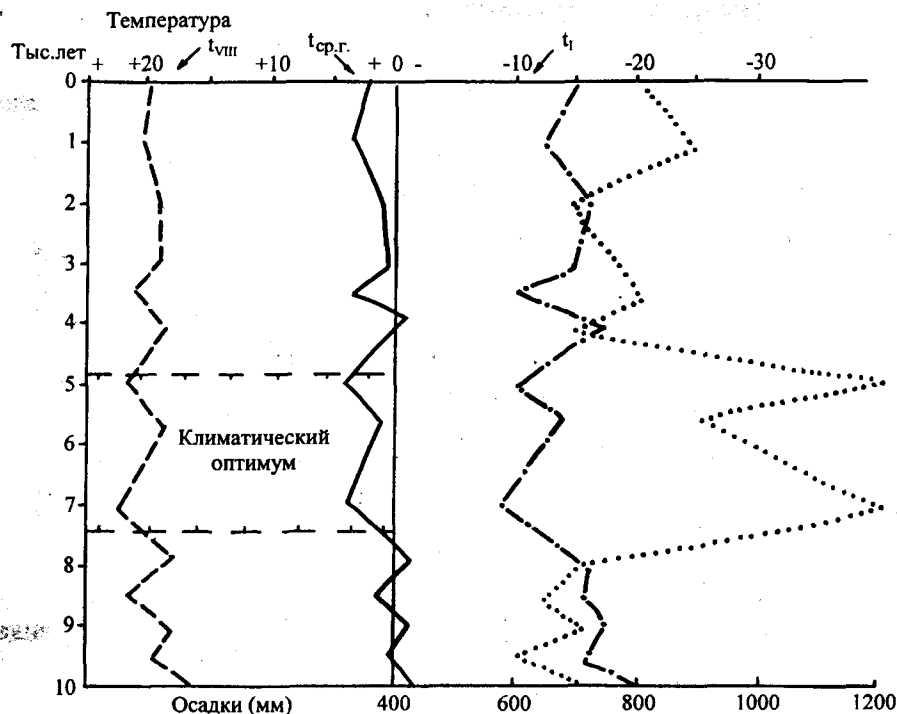


Рис. 71. Динамика палеоклимата на территории юга Дальнего Востока в голоцене (составил А.М.Короткий)

Условные обозначения см. на рис. 66

мовых лесов. Отмечается большая интенсивность потепления во внутриматериковых впадинах, чем на побережье Японского моря. Вероятно, это определяется незначительным проникновением теплых океанических вод в Японское море, уровень которого к началу голоцена располагался на отметках 43–47 м ниже современного уровня моря (см. рис. 69) [Троицкий, 1979; Короткий и др., 1980]. В Уссури-Ханкайской впадине пребореалу отвечает сокращение площади озер с резким уменьшением интенсивности аккумуляции.

В бореале, после похолодания на рубеже 9,5 тыс. лет, продолжалось улучшение климатической обстановки, которое на самом юге Дальнего Востока привело к увеличению в составе растительности доли таких пород, как *Quercus*, *Phellodendron*, *Juglans*, *Tilia* и появлению в растительности горного обрамления *Pinus koraiensis*. Севернее в составе березово-ильмовых лесов отмечено в основном увеличение доли *Quercus*. Климат бореала по термическому режиму был несколько теплее современного (особенно в прибрежной части), но менее влажным.

Основные фазы развития ландшафтов, использованные для построения палеоклиматической кривой раннего голоцена, приводятся ниже (для 42–44° с.ш.).

5а. Фаза березово-лиственничных лесов с элементами темнохвойной и широколиственной растительности соответствует потеплению климата после 10,2 тыс. лет. Оно менее интенсивно, чем зафиксировано по данным изотопно-кислородного анализа в Мировом океане. Это, вероятно, связано как с охлаждающим влиянием Японского моря, так и с запаздыванием реакции растительного покрова

на изменение климата. Следует отметить большую интенсивность потепления во внутриконтинентальных районах.

5б. Фаза березово-лиственничных лесов с элементами фригидной растительности (интервал 9,7–9,3 тыс. лет) отвечает кратковременному, но интенсивному похолоданию и иссушению климата.

5в. Фаза березово-широколиственных пород отвечает направленному потеплению климата в ханскую (бореальную) фазу в интервале 9,3–8,0 тыс. лет. Установлено направленное изменение растительности – березово-лиственничные – березово-ильмовые – березово-широколиственные леса. Климат по температурным параметрам был близок к современному, но оставался более сухим.

5г. Фаза березово-широколиственных и березово-еловых лесов (на широте 47° с.ш.) сопоставляется с похолоданием климата на рубеже бореал–атлантик.

Климатический оптимум голоцена (фаза 5д). В материковой части юга Дальнего Востока он четко совпадает с атлантической фазой. Ему отвечает широкое распространение на равнинах, в предгорьях и низкогорье (на высотах до 900 м) полидоминантной широколиственной лесной формации. С этим типом растительности хорошо увязаны высокие среднегодовые температуры воздуха (на 3–5° выше современных) и увлажнение климата. Лесные формации с элементами широколиственных пород достигали Северо-Западного Приохотья (54° с.ш.). Наиболее интенсивно термофильные элементы к северу проникали в прибрежной зоне, что, вероятно, связано с обогревающим влиянием Японского моря. Отмечено исчезновение многолетней мерзлоты даже в гольцовой зоне.

На территории юга Дальнего Востока осадки, соответствующие климатическому оптимуму, наиболее детально изучены в переуглубленных долинах прибрежной зоны и шельфа, а также в разрезах морских террас, верховых и топовых торфяников [Короткий, Караулова, 1975; Короткий и др., 1980; Александрова, 1982; Голубева, Караулова, 1983; Развитие природной среды..., 1988; и др.].

На территории Приморья отложения, коррелируемые с фазами климатического оптимума, образуют барабашевские слои (Q_{IV}^2), входящие в состав южно-приморского горизонта (Q_{IV}) [Короткий и др., 1980]. Установлено, что наиболее богатые спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие оптимуму голоцена, сформировались в аллювиально-лагунных и лагунных отложениях прибрежной зоны. Для них характерно исключительное разнообразие пыльцы широколиственных пород – *Juglans*, *Carpinus cordata*, *Ulmus*, *Quercus dendata*, *Q. mongolica*, *Phellodendron*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus* (2 вида), *Syringa*, *Corylus*. В континентальных и морских отложениях, отвечающих климатическому оптимуму, в спорово-пыльцевых спектрах отмечается уменьшение суммы пыльцы широколиственных, а в их составе отмечается резкое увеличение пыльцы *Quercus mongolica*.

В пределах Приамурья отложения, соответствующие климатическому оптимуму, характеризуются разными типами спорово-пыльцевых комплексов, в составе которых термофильные широколиственные породы менее разнообразны по составу, чем на юге Приморья.

На Сахалине отложения, соответствующие климатическому оптимуму, включены в состав нижне-голоценовых слоев [Решения..., 1987], причем по мнению А.Н.Александровой [1982] они соответствуют по возрасту бореалу европейской схемы. Детальное изучение стратотипа орокекских слоев (мыс Изылметьева – 48°30' с.ш.) с применением ^{14}C -датирования выявило, что наиболее термофильные спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы соответствуют барабашевским слоям Приморья (в интервале 7–5 тыс. лет) [Короткий и др., 1990; Морские террасы..., 1990]. Аналогично положение оптимальных спорово-пыльцевых комплексов. Их соответствие Атлантике установлено в Сергеевском торфянике (район г.Шахтерска) и разрезе низкой морской террасы в заливе Анива [Короткий и др., 1989; Короткий, 1990].

Время климатического оптимума. Существуют представления о разновременности климатического оптимума голоцена в приокеанических и континентальных районах Восточной Азии, согласно которым в первых районах максимум голоценового тепла совпадает с бореалом, а во вторых – с атлантикой [Хотинский, 1973]. Серия дат из морских фаций барабашевских слоев Приморья, среднеголоценовых отложений Северо-Западного Приохотья, Нижнего и Среднего Приамурья, а также Сахалина позволила сопоставить климатический оптимум с временным интервалом

7,5–4,9 тыс. лет назад [Вейнбергс и др., 1976; Короткий и др., 1980; Пушкарь, 1979; Развитие природной среды..., 1988; Короткий, Волков и др., 1990; Короткий, Гребенникова и др., 1990].

Климат и ландшафты. Геоморфологическая неоднородность юга Дальнего Востока, большая его протяженность в широтном и меридиональном направлениях, различный гидротермический режим морских акваторий (с системой теплых и холодных течений) предопределили на общем фоне значительного потепления климата в среднем голоцене региональные различия в структуре ландшафтов (рис. 72).

Сихотэ-Алинь и Юго-Западное Приморье. Региональный тип ландшафтов на этой территории, за исключением верхнего пояса гор, определяли широколиственные леса [Короткий и др., 1980; Голубева, Караулова, 1983]. На юге Приморья получили развитие полидоминантные и широколиственные леса с более широким участием, чем в настоящее время, таких термофильных пород, как *Juglans manshurica*, *Carpinus cordata*, *Phellodendron amurensis*, *Quercus dendata*, *Fraxinus rhynchonella*. Широколиственные леса подобного состава проникали вдоль побережья Японского моря до устья р.Самарга (47°30' с.ш.), а вдоль Западного Сихотэ-Алиня до 45°30' с.ш.

Широкое развитие полидоминантных лесов с термофильными породами на низких уровнях рельефа в Приморье и резкое смещение вверх вертикальных растительных поясов в Сихотэ-Алине позволяют определить интенсивность потепления со среднегодовыми температурами на 3–5°C выше современных. Сходные результаты получены по изменению фораминифер (5–8°C) и диатомей (3–6°C) [Короткий и др., 1980]. Количество осадков в прибрежной зоне составляло 900–1200 мм, а на Западно-Приморской равнине около 600–700 мм, что с учетом слоя испарения (около 550 мм) явно недостаточно для развития сомкнутых лесов.

Приамурье. В районе Нижнего Приамурья климатический оптимум, сходный по температурно-влажностному режиму с более южными территориями, установлен в изученных разрезах Нижнего Приамурья на уровне 6–7 тыс. лет (6880±270 л.н., ТИГ-153 [Каталог..., 1993]). Ему отвечает распространение березово-дубовых (в начале фазы) и дубово-широколиственных лесов.

В горных районах Приамурья для фазы климатического оптимума отмечается поднятие верхней границы леса до 500 м над ее современным положением, с чем связано сужение высотного интервала гольцовой зоны. Появлению на высотах около 1300–1400 м елово-пихтово-кедровой тайги соответствует расчетная среднегодовая температура -2÷-3°C.

В западных районах Приамурья предполагается распространение во время климатического оптимума березово-широколиственных (со значительными участками сосен) и сосново-лиственничных

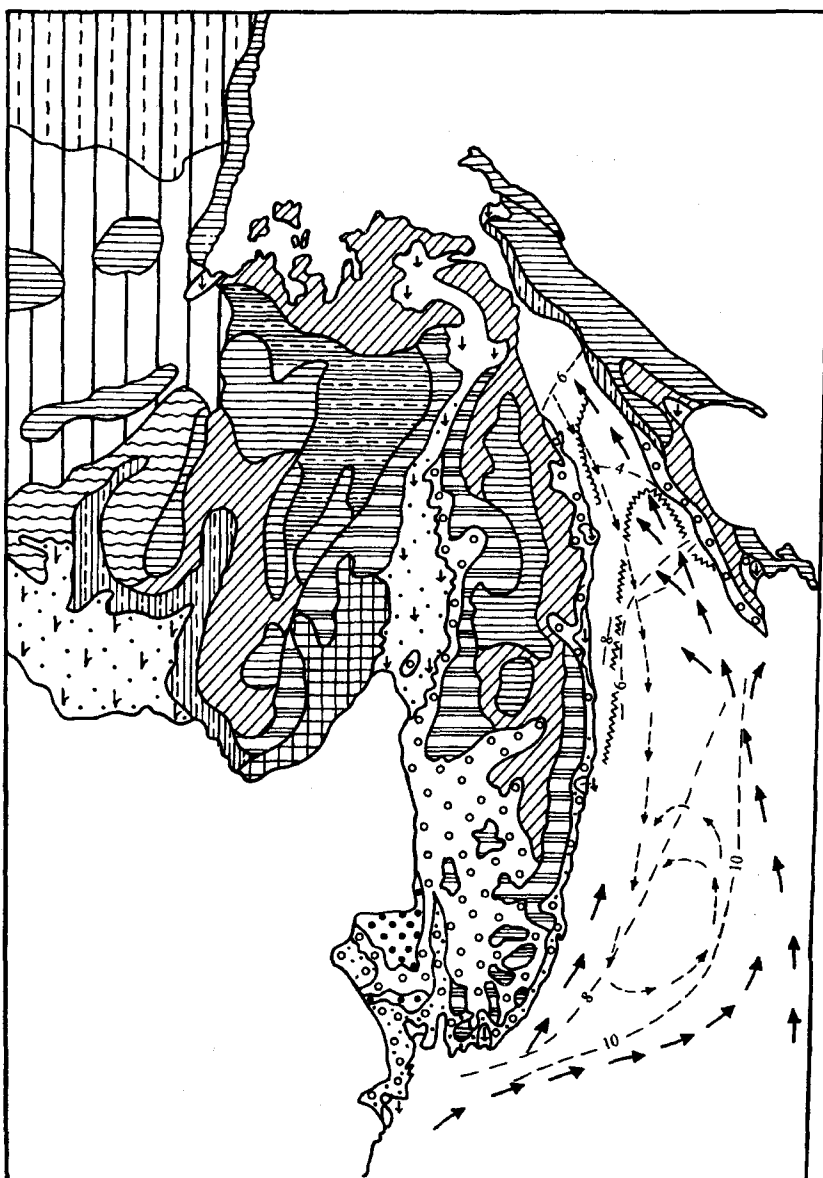


Рис. 72. Палеогеографическая карта-схема юга Дальнего Востока в голоцене (Q_{IV}) (составил А.М.Короткий)

Условные обозначения см. на рис. 68

лесов. В пределах низменных равнин в бассейне Среднего Амура следует предполагать развитие степей и остепненных редколесий, которым соответствуют мощные черноземовидные погребенные почвы в долине р.Зеи.

Сахалин. Изучение голоценовых разрезов на побережье Западного и Южного Сахалина с массовым ¹⁴C-датированием показало более сложную картину распределения растительности в климатический оптимум голоцена, который здесь выделен на уровне 7–5 тыс. лет, с хорошо выраженным внутриазиатским похолоданием [Короткий и др., 1989; Короткий, Волков и др., 1990; Короткий, Гребенникова и др., 1990]. На севере Сахалина (западное побережье), по данным Н.А.Хотинского [1971], в оптимум голоцена были развиты березово-широколиственные леса (на низменных равнинах) и елово-пихтовая тайга (на более возвышенных эле-

ментах рельефа). В составе этих лесов отмечалась примесь широколиственных элементов растительности – дуба и ильма. Климатические параметры в данном случае могут быть установлены по видам-индикаторам (температура июля около +15°, января – -24°, среднегодовая температура около 0°C, сумма осадков около 500 мм, слой испарения менее 400 мм). Тип растительности дает более широкий разброс палеоклиматических параметров.

На Северном Сахалине вдоль восточного побережья были распространены березово-еловые леса, а на прибрежных равнинах – мелколесье из ольховника и кедрового стланика. Южнее вдоль восточного побережья была развита елово-пихтовая тайга, в составе которой отмечаются широколиственные породы (дуб, ильм) [Александрова, 1982].

Установленная для оптимума голоцена, как и для ресс-вюрма, асимметрия в распределении рас-

тельности (более термофильная на западе и более фригидная на востоке острова) объясняется различиями в гидротермическом режиме Японского и Охотского морей и воздействием на прибрежную растительность ветви теплого Цусимского течения в Татарском проливе. Большая увлажненность острова и более низкие температуры (за счет влияния холодного Охотского моря) предопределили распространение на западном побережье Сахалина менее термофильной растительности по сравнению с растительностью материкового обрамления Японского моря. Эффект теплого моря и более холодной суши характерен для настоящего времени на этом побережье Сахалина, что хорошо отражено на карте современной растительности.

Колебания уровня моря. Эпоха климатического оптимума характеризуется чрезвычайно быстрым темпом подъема уровня моря (на 20–22 м за 2000 лет), а около 6000 лет назад трансгрессия достигла апогея (на +2–+3 м выше уровня современного моря, рис. 73). Пик фландрской трансгрессии соответствует хорошо выраженная на побережье Японского моря геоморфологическая система “низкая морская терраса (+4–+6 м) – поднятые бенчи (+2–+3 м) – аллювиально-лагунная и лагунная террасы (+3–+4 м)”, которая рассматривается как среднеголоценовая береговая линия. Эта береговая линия сопоставляется с террасой Дзёмон и ее аналогами на Японских островах, орокеской террасой о-ва Сахалин [Морские террасы ..., 1990].

Геоморфологические процессы и органогенное осадконакопление. Поднятию уровня моря отвечало общее затухание эрозионных процессов в речных долинах и развитие аккумуляции в зоне действия трансгрессии, где в речных долинах, подтопленных морем, и заливах накопилась толща илесто-песчаных осадков мощностью от 5,5 до 15 м [Короткий и др., 1980; и др.].

Дальний Восток отличается широким распространением болот с достаточно мощным осадконакоплением. Анализ возрастной стратификации покровных торфяников показал, что их формирование связано прежде всего с голоценом [Нейштадт, 1957; Хотинский, 1971]. Установленная тесная связь органогенного осадконакопления на юге Дальнего Востока с теплыми и влажными климатическими фазами плейстоцена четко проявлена и в голоцене. При этом фиксируется влияние на торфообразование как чисто ороклиматических факторов, так и колебаний уровня моря.

В разрезах торфяников юга Дальнего Востока хорошо зафиксировано похолодание климата на границе суббореала и атлантики, которому соответствует смена типов болот и увеличение скорости торфонакопления по сравнению с климатическим оптимумом голоцена. В прибрежной зоне в оптимум голоцена торфонакопление было слабым, лишь к концу атлантики, когда трансгрессия достигла максимума, относится появление на участках древних дельт в разрезах лагунных и аллювиально-

лагунных отложений линз сильно разложенного низинного торфа.

Ландшафты и климаты второй половины голоцена. На границе суббореала–субатлантики похолодание совпало с новой озерной эпохой во внутриконтинентальных впадинах: почти в современных размерах восстановилось оз. Ханка. Основные типы ландшафтов, на основе анализа которых строилась палеоклиматическая кривая второй половины голоцена, приводятся ниже (для 44–46° с.ш.).

5е. Фаза кедрово-елово-широколиственных лесов с участием мелколиственных пород и их фригидных форм сопоставляется с интенсивным похолоданием климата на рубеже атлантики–суббореала (4,7–4,1 тыс. лет). Расчет палеотемператур по видам-индикаторам дает снижение среднегодовых температур на 1,5–2° и летних на 2–3°С ниже современных. Не исключается большая увлажненность ландшафтов (за счет уменьшения слоя испарения).

5ж. Фаза кедрово-широколиственных лесов (на широте 44–46° с.ш.) отвечает второму климатическому оптимуму среднего голоцена. Она примерно соответствует ритму Шнитникова с двумя хорошо выраженными полуритмами, которые разделены похолоданием. Первый полуритм более теплый и менее влажный, второй по своим условиям близок к современному.

5з. Фаза кедрово-елово-широколиственных лесов с появлением лиственничников сопоставляется с похолоданием на рубеже суббореала–субатлантики.

5и. Фаза кедрово-широколиственных лесов (на широте 44–46° с.ш.) соответствует современному климату. В субатлантике достаточно отчетливо устанавливаются климатические флуктуации по изменению соотношения пыльцы термофильных и фригидных растений в составе спорово-пыльцевых спектров.

Колебания уровня Японского моря во второй половине голоцена, имеющие, по нашему мнению, гляциоэвстатическую природу, были малоамплитудными (до 5 м) и привели к образованию более низких морских и лагунных террас, отделенных друг от друга хорошо выраженными поверхностями размыва. Полученный материал доказывает ритмический характер общего снижения уровня Японского моря за последние 5 тыс. лет (см. рис. 73). Понижение уровня ниже современного (на 2–5 м) внешне совпадает с похолоданиями на границе атлантики–суббореала и суббореала–субатлантики. Позднеголоценовые трансгрессии имели большую скорость подъема уровня (до 3 мм в год), чем наблюдается в настоящее время (1 мм в год).

Суббореальная фаза голоцена отличается в пределах всего Дальнего Востока, за исключением Чукотки, повышенными скоростями торфонакопления, которые для отдельных районов достигли максимальных значений в голоцене. Наиболее активное торфонакопление, по сравнению с района-

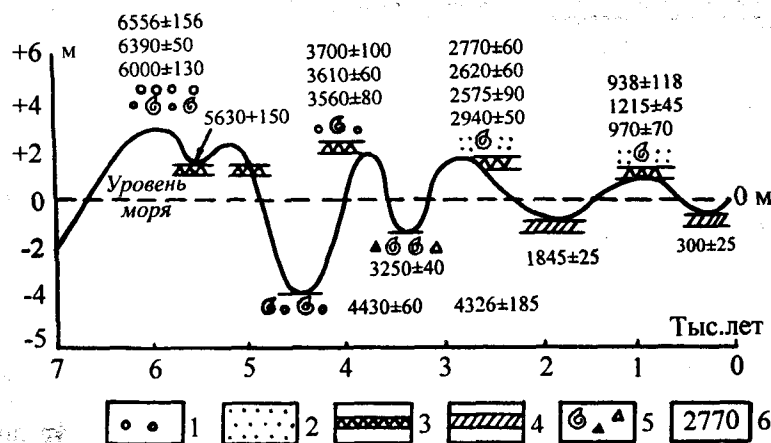


Рис. 73. Кривая колебания уровня Японского моря в голоцене (составил А.М.Короткий)

1 – галечник; 2 – песок; 3, 4 – торф; 3 – водорослевый, 4 – пресноводный; 5 – раковины; 6 – ^{14}C - даты

ми Дальнего Востока, отмечено на Камчатке, Сахалине и в прибрежной зоне Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. Изменился и тип торфонакопления. На водоразделах и террасах почти повсеместное развитие, за исключением Южного Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, получили верховые болота. Широкое распространение лагунных болот, которые в атлантической фазе имели локальное значение, связано с малоамплитудной регрессией Японского и Охотского морей.

Субатлантическая фаза отличается общим сокращением скорости торфонакопления, которая уменьшается до 0,4–0,5 мм в год для водораздельных и террасовых болот и до 0,1–0,18 мм в год для лагунных. Особенно значительно сократился темп торфонакопления в прибрежной зоне юга Дальнего Востока. Общее сокращение скорости торфонакопления в прибрежной зоне связано, прежде всего, с понижением уровня моря и относительным осушением полосы верховых болот. Исключение составляют маревые ландшафты побережья Среднего и Северного Сихотэ-Алиня, где скорость образования торфа составила для верховых болот около 0,5 мм / год, а для переходных

0,25–0,35 мм / год. С верхним голоценом связано образование обширных низинных болот в пределах Уссури-Ханкайской равнины, особенно в обрамлении оз.Ханка. Заболачивание территории и достаточно активное торфонакопление (до 0,5–0,8 мм / год) вызвано новой озерной трансгрессией в Ханкайской котловине и фазой аллювиальной аккумуляции в крупных речных долинах.

В долине р.Амура усиление темпа аллювиальной аккумуляции вызвало перекрытие наносами пойменных торфяников, но способствовало возникновению новых болот на участках подпрудных озер.

Причиной ослабления темпа торфонакопления на большей части юга Дальнего Востока явилось похолодание и усиление континентальности климата, которые зафиксированы в расширении ареалов распространения многолетнемерзлых грунтов и их увеличении мощности, в снижении верхней границы леса до ее современного состояния, в расширении гольцовой зоны и в увеличении площадей открытых склонов в верхнем поясе гор с активизацией курумово-осыпного процесса [Короткий, 1976; Короткий и др., 1977; Развитие природной среды ..., 1988].

Глава 8

КАЗАХСТАН И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ (РАВНИНЫ И ПРЕДГОРЬЯ)

Введение¹

Территория, рассматриваемая в данном разделе, включает полностью Туранскую низменность и примыкает на юге к горным системам Тянь-Шаня и Копетдага. К северу от нее располагается обширная территория Центрального Казахстана, ядро которой занимают мелкосопочные равнины и низкогорья, обрамленные по периферии невысокими плато. Центрально-Казахстанский мелкосопочник – область развития древних (каледонских и герцинских) складчатых структур, где дислоцированные коренные породы почти всюду выходят на поверхность, за исключением некоторых речных долин и обширных наложенных депрессий (Нура-Тенизская и Сарысуйская), здесь складчатый фундамент скрыт под новейшими отложениями. Периферические плато, например, Тургайское, соответствующее в тектоническом плане Тургайской синеклизе, слагаются с поверхности слабо деформированными прочными породами олигоцена и миоцена.

Сама Туранская низменность располагается в пределах обширной Туранской плиты. В ее пределах складчатые структуры фундамента, имеющие герцинский возраст, перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями и лишь местами они образуют невысокие (500–900 м) горы и возвышенности. Из их числа можно отметить горы Каратау на п-ове Мангышлак, горы в центральной части пустыни Кызылкум, возвышенность Султануиздаг в нижнем течении Амударьи. Северо-западная часть района занята невысоким плато Устюрт, сложенным субгоризонтально залегающими карбонатными и терригенными породами неогена. Частично это плато соответствует Северо-Устюртскому прогибу Туранской плиты.

Климатические особенности Средней Азии определяются в первую очередь ее внутриматериковым положением и удаленностью от океанов, а также расположением в относительно низких широтах, этим обусловлена относительно большая величина радиационного баланса, которая на юге

территории превышает 40 ккал/см² в год [Гвоздецкий, Михайлов, 1978].

На этой территории в течение большей части года преобладает воздух умеренных широт, который в летнее время сменяется тропическим в результате сезонного перемещения фронта. Иранская ветвь фронта умеренных широт находится зимой южнее границ Средней Азии, что вызывает усиленную циклоническую деятельность и выпадение осадков, главным образом за пределами равнин, на западных склонах хребтов. Весной иранская ветвь фронта смещается к северу и, проходя через территорию района, вызывает резко выраженный весенний максимум осадков. Летом фронт становится размытым, и здесь преобладают автохтонные воздушные массы, отличающиеся невысоким влагосодержанием, что приводит к установлению ясной и сухой погоды. Осадки над пустынями практически не выпадают. Зимой отмечаются довольно частые вторжения арктического воздуха из области Сибирского антициклона, приносящие холодную и сухую погоду. Поскольку равнины Средней Азии и Центрального Казахстана открыты с севера, холодные воздушные массы беспрепятственно вторгаются до самой южной границы, однако, как отмечает Н.А.Гвоздецкий [Гвоздецкий, Михайлов, 1978], вследствие небольшой мощности холодных воздушных масс даже невысокие горные хребты, например, Каратау, являются климаторазделами.

Большое влияние на климат оказывают горные системы, в том числе и те, которые находятся за пределами района. Горы, расположенные на западе и юго-западе (Кавказ, Загрос и др.), оказывают деформирующее влияние на высотные фронтальные зоны, что существенно сказывается на развитии циклонической деятельности и, в частности, вызывает локальное развитие фёнов, с которыми зимой бывает связана сухая погода с резким повышением температуры. К востоку от этих гор существенно снижается количество осадков, приносимых западными (средиземно-морскими) циклонами.

В целом климат определяется как резкоконтинентальный. Средняя температура в июле в пустынях 26–32°С. Зима же, вследствие указанного выше проникновения арктического воздуха, холодная, и годовые амплитуды температур достигают 32–40°С.

¹ Раздел написан И.И.Спаской.

Характерны также резкие суточные колебания температур, резкость переходов от сезона к сезону, малое количество атмосферных осадков, которое нигде в пределах равнин Средней Азии не превышает 200 мм/год, а на значительной территории (низовья Амударьи и Чу) составляет менее 100 мм/год.

Климатические условия равнинной части – малое количество осадков при высоких температурах и, следовательно, высокой испаряемости – обуславливает крайне низкие значения поверхностного стока. Рек с постоянным течением, которые начинались бы на равнинах, здесь нет. Транзитные реки заканчиваются во внутренних водоемах и имеют в основном ледниково-снеговое питание, с летним пиком паводка. В весеннее время в предгорьях и на равнинах функционируют временные водотоки, играющие большую роль в моделировке поверхности. Необходимо отметить важность антропогенной гидрографической сети – оросительных каналов, а также влияние на режим и рельефообразующую деятельность естественных водотоков многочисленных плотин и водозаборных сооружений. Это тем более важно, что данная территория является областью поливного земледелия в течение весьма длительного времени.

Ландшафты всей рассматриваемой области принадлежат преимущественно пустынному типу, в пределах которого различают две зоны – северную и южную (субтропическую). Северная граница пустынь находится приблизительно на 48° с.ш., отделяя от пустынь полупустыни и сухие степи Казахстана. На растительный покров большое влияние оказывает субстрат, в особенности – содержание солей и воднофизические свойства, определяющие развитие особых типов растительности на песках, на каменистых, лёссовых и глинистых грунтах. Помимо различий субстрата, комплексность растительного покрова определяется рельефом (топографией) поверхности, в основном через глубину залегания грунтовых вод.

Наконец, очень важную роль в распределении растительности и характере современных процессов играет деятельность человека, с которой связано, например, исчезновение зарослей саксаула, арич, активизация песков, засоление.

Палеоген и неоген²

Палеоген

Палеоцен. На протяжении первой половины палеогена, за исключением позднего датского похолодания, Казахстан находился в пределах двух основных климатических поясов внетропической зоны Северного полушария, унаследованных от поздне-

меловой эпохи – среднеширотном субтропическом, переходном к тропическому, гумидном и расположенном к югу аридном, также характеризующемся теми же переходными чертами.

В датском веке в связи с похолоданием территория Казахстана к северу и востоку от современного водораздела, разделяющего бассейны Аральского моря и Иртыша, а также территория, расположенная к северо-востоку от Илийской впадины и Балхаша, относилась к области теплоумеренного гумидного климата. Он был близким к субтропическому, отличался мягкой зимой и теплым, но не очень жарким летом (средние температуры июля 20–22°C). Только в этот короткий отрезок геологической истории раннепалеогеновая флора Казахстана носила черты, характерные для мезофильных северных и восточноазиатских флор цагайского типа, которые А.Н.Криштофович называл гренландскими, с доминированием платановых, формального рода “троходендроида”, ильмовых, аралиевых, гаммелиевых, таксодиевых. Такие флоры известны из Призайсанья (тайжузгенская и карабирюкская), останцового горного массива Актау в Илийской впадине (улькен-калканская), в Семипалатинском Прииртышье. В межгорных впадинах и эрозионных понижениях Восточного Казахстана в это время происходило накопление сероцветных озерно-аллювиальных отложений, обычно угленосных.

Что касается Центрального, Западного и Южного Казахстана, то в первой половине палеогена, включая и датский век, эта территория входила частично во влажные, а частично в сухие субтропики. На суше в условиях гумидного климата происходило накопление толщ, обычно объединяемых в класс бокситово-угленосно-каолинитовых формаций, а на юге – эвапоритов. Граница, разделяющая климатические пояса, пространственно примерно совпадала с современным Чу-Балхашским водоразделом. Западнее и юго-западнее его располагался единый седиментационный бассейн, где озерно-аллювиальное осадконакопление в пределах Чу-Сарысуйского и Сырдарьинского прогибов сменялось во время трансгрессий морским.

К северу же, в пределах Казахского мелкосопочника, накопление осадков шло в предгорных и межгорных впадинах, развивавшихся, как правило, изолированно и отличавшихся широким фациальным спектром континентальных осадков. С востока на запад, со стороны суши, каждый из климатических поясов продолжался в пределы эпиконтинентального морского бассейна. Обстановки каолинито-, боксито- и угленакопления сменялись в море обстановками с формированием глауконитовых песков, фосфатных, железистых и кремнистых осадков, в составе которых существенную роль играла микропланктонная биогенная составляющая. В акватории на продолжении аридного пояса кроме эвапоритов формировались мелководные карбонатные биогенные осадки.

² Раздел написан М.А.Ахметьевым.

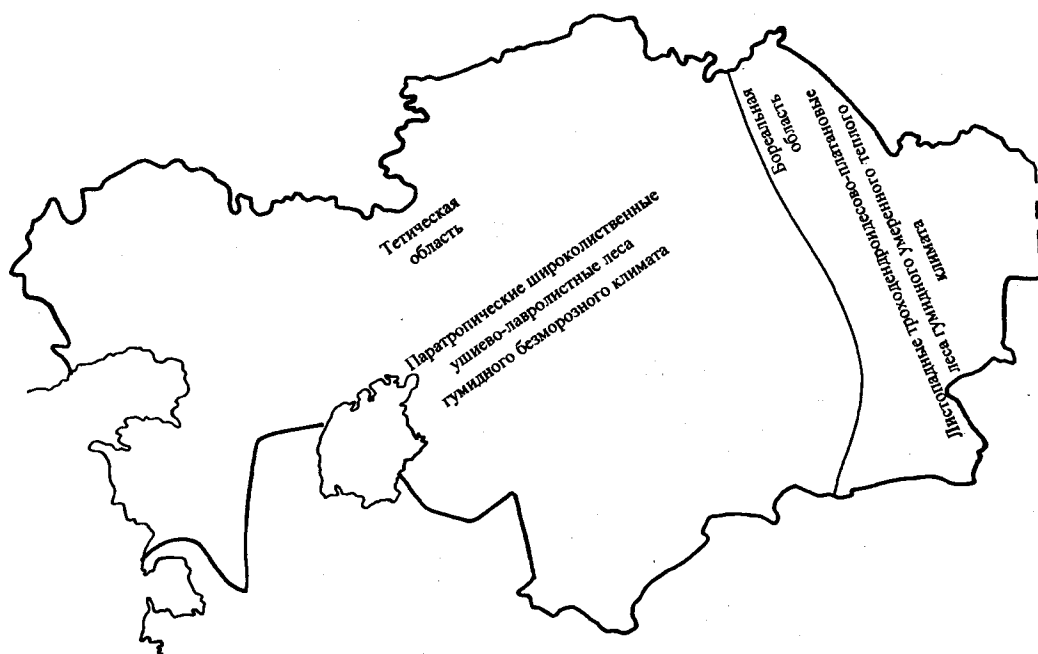


Рис. 74. Палеогеографическая карта-схема территории Казахстана в палеоцене (составил М.А.Ахметьев)

Зональным типом лесной растительности в гумидном поясе Центрального Казахстана, Тургай, Приаралья и Примугоджарья в датский век были пышные леса с участием вечнозеленых, сближаемых с современными буковыми, ореховыми и лавровыми (рис. 74). В прибрежных районах распространялись восковниковые. В южном направлении, в сторону Чу-Сарысуйского и Кызылкумского прогибов, климат быстро менялся. Ширина экотонной зоны, переходной к ариднему поясу, видимо, не превышала 100 км. Менялся и тип седиментации. Тонкотерригенные осадки в море замещались доломит-ангидритовыми породами, а на суше – красноцветными карбонатными глинами с прослоями песчаников (босагинская свита). Климат Кызылкумского прогиба был уже типично аридным, судя по высокому содержанию в палинокомплексах пыльцы классополис (до 80%) и эфедры. На озerno-болотных ландшафтах прибрежной зоны господствовали восковниковые. Из таксонов, определяемых по естественной системе, в состав кустарниковых формаций входили эфедры, полыни и солянки. Климат соседней Чуйской впадины был более влажным. Из Южного Казахстана аридная зона, судя по высокому содержанию в палинокомплексах пыльцы классополис, распространялась к западу и югу на территории Туркмении и Узбекистана.

В позднем палеоцене, особенно в период танетской трансгрессии, когда существовала устойчивая связь Тетиса через Западную Сибирь с Полярным бассейном, климат стал еще более теплым, но менее дифференцированным по влажности. В зоне морского побережья на крайнем севере (верховья р.Орь) и в Эмбинском районе климат напоминал

тропический (часто его называют паратропическим) со среднелетними температурами 25–27°, среднезимними около 15°C и среднегодовым количеством осадков до 1500–2000 мм и более, равномерно распределенными в течение года. Температура поверхностных морских вод достигала 21–23°C. В составе пылин 321

ых вечнозеленых лесов, судя по флорам Романкуля и Тыкбутака, доминировали фикусы, лавровые (персея, литсея, коричные лавры), а также буковые с крупными толстыми листовыми пластинками, относимыми к формальному роду *Ushia*. В состав лесной растительности входили также миртовые, санталовые, эбеновые и другие представители субтропических и тропических семейств, что придает этим лесам сходство с современными тропическими гилеями. В Зайсанской впадине в составе лесной растительности преобладали каштанодубы (дриофиллюмы), которым сопутствовали лавровые, миртовые, луносемянниковые, платанообразные. Климат Восточного Казахстана был в это время влажным субтропическим, но с более выраженной сезонностью.

В прибрежных районах Южного Казахстана в позднем палеоцене проявлялась мангровая растительность. Северная граница аридного пояса в конце палеоцена заметно сдвинулась к югу. Он продолжал существовать, хотя климат, по-видимому, стал не аридным, а семиаридным. Косвенно об этом свидетельствует не только сокращение в палинокомплексах количества пыльцы классополис и других ксерофитов, но и прекращение формирования эвапоритовых осадков, причем доломито- и гипсообразование прекратилось не только в Казах-

стане, но и в соседних районах Средней Азии. Седиментация стала тонкотерригенной и карбонатной. В условиях влажного жаркого климата в Центральном Казахстане шло бокситообразование, а местами и угленакопление (Аркалыкский район Восточного Тургай). В Зайсанской впадине формировались кремнисто-каолиновые осадки. В морском бассейне на территории Северо-Западного Казахстана (Актюбинское Приуралье, Эмбинский район, Прикаспийская впадина), как и на юге Восточно-Европейской платформы, происходило активное кремненакопление. Локализация площадей кремненакопления в морских фациях в зоне, примыкающей к Уралу и Мугоджарам, а бокситообразования – на суше, прилегающей с востока к древнему Тургайскому проливу, который расширился во время танетской трансгрессии, было обусловлено, вероятно, направлениями господствующих морских течений. На востоке течение было ориентировано от Тетиса в сторону Арктического бассейна, связи с которым в это время были через Западную Сибирь свободными. Вдоль Урала же течение было направлено с севера на юг. Оно было более холодным, что не препятствовало кремненакоплению в апвеллинговой, наиболее глубоководной зоне морского бассейна, но не способствовало бокситообразованию на прилегающей уральской суше.

Хорошо известный позднепалеоценовый аноксический эпизод в морском бассейне на территории Казахстана с формированием “сапропелевых” илов также отчасти имеет климатическую природу. Ю.О.Гаврилов и Н.Г.Музылев связывают его с высокой биопродуктивностью “паратропических” лесов, широко распространенных на прибрежных равнинах, которые при затоплении их в период танетской трансгрессии обусловили массовое поступление в морской водоем органического вещества.

Теплый климат раннего палеоцена отразился на биоразнообразии, что особенно отчетливо проявилось в группах морского микропланктона (фораминиферы, наннопланктон, диатомовые водоросли, радиолярии, динофлагеллаты и прازیнофиты).

Подводя итог рассмотрению климата палеоценовой эпохи, еще раз подчеркнем палеоботанические критерии оценки климата. Теплоумеренный, близкий субтропическому, климат Восточного Казахстана в дании способствовал широкому распространению таксодиевых (таксодиума, глиптостробуса), троходендронидесов, листопадных платановых при доминировании цветковых над хвойными и заметном преобладании (соотношение 3:1) видов листьев с зубчатым краем над цельнокрайными. Зеландско-танетские флоры, к которым в Приуралье относится флора Романколя, в Примугоджарье – Тыкбулака, а в Призайсанье – шоколадных глин северозайсанской серии Киин-Кериша и чакельмесская, – субтропические, а западноказахстанские содержат ряд таксонов, более характерных для тропических флор. Они более крупнолистные и же-

стколистные. В их составе доминировала *Ushia* (до 35%), а также разнообразные лавровые (*Persea*, *Litsea*, *Ocotea*, *Cinnamomum*, *Neolitsea*), эндемичные фикусы, растения неопределенного родства – *Debeya* (*Dewalquea*) и плоды *Oxycarpia*. В зайсанских флорах на место теплоумеренных таксодиевых и троходендронидесов приходят субтропические дриофилломы, линдеры, окотеи, нектандры. Присутствуют эндемичные зайсании, протоацерофилломы, зайсанопанаксы. Хвойные редуцируют.

Климатические различия в палеоцене Северного и Южного Казахстана находят отражение и в составе палинофлор [Кальменова, Сотникова, 1994]. Палинокомплексы Северного и Центрального Тургай характеризуются господством формальных таксонов стемм *Normapolles* Pflug и *Postnormapolles* Pflug, а также присутствием меловых реликтов, особенно среди папоротников. Начиная с Южного Тургай и далее к югу, преобладают различные роды стеммы *Postnormapolles* и эндемичные таксоны *Kizylkumia oenotheraeformis*, *Onagraceae*, *Caprifoliaceae* и *Classopollis*, не характерные для гумидной зоны. Эти различия определили выделение в казахстанской части Тетисовой флористической области в палеоцене двух провинций (см. рис. 74) – Амангельдинской на севере и Кызылкумской – на юге, граница между которыми проходила через Южный Тургай и Чу-Сарысу́йский прогиб [Бляхова и др., 1971].

Ранний эоцен – первая половина среднего эоцена. В раннем эоцене и в первой половине среднего эоцена широкие связи Тетиса через Тургайский пролив и Западную Сибирь с Арктическим бассейном способствовали сохранению на территории Казахстана, как и в палеоцене, двух основных климатических зон – северной субтропической, гумидной и южной субтропической, аридной. Более того, на ранний эоцен в Казахстане, как и повсеместно во внутротропической Евразии, падает климатический оптимум кайнозоя, по амплитуде не сравнимый ни с каким другим оптимумом этой эры. В отличие от предыдущего этапа, была более отчетливо выражена сезонность климата, а в первой половине среднего эоцена – большая влагообеспеченность. В Северном и Центральном Казахстане продолжалось бокситообразование, особенно в Амангельдинском районе, в меньшей степени – в Целиноградском, хотя интенсивность этого процесса по сравнению с палеоценом несколько упала. В Призайсанье формирование кремнисто-каолиновой северозайсанской серии сменилось накоплением пестроцветных и красноцветных глин теректинской серии.

В Южном Казахстане аридизация проявилась в большей степени в Илийской впадине, а также в небольших по площади впадинах в Джунгарском Алатау, где также формировались пестроцветные глины. В более крупных прогибах, занятых озерными бассейнами, кроме глин, накапливались доломиты и мергели. В зону засушливого климата в

раннем эоцене отчасти входил и Чу-Сарысуйский прогиб, осадки которого представлены шоколадными глинами с прослоями песков телекольской свиты. В морском бассейне Западного Казахстана на севере формировались диатомиты и пески, на юге – карбонатные осадки. Эти области с различным типом седиментации, как и в палеоцене, находились на продолжении с суши основных климатических поясов. Температура поверхностных морских вод по данным кислородной изотопии в раннем эоцене была около 22–24°C, что способствовало расцвету различных групп бентоса и планктона: фораминифер, наннопланктона, органикостенного и кремнистого планктона, нуммулитов, кораллов, ежей, наутилоидей и др. На суше среднеиюльские температуры достигали 23–25° в северной гумидной зоне и 25–27° в южной аридной, среднеянварская температура была около 15°C, а среднегодовые осадки на севере 1200–1500 мм, на юге 600–1000 мм, причем их количество на крайнем юге аридной зоны падало до 400 мм. В первую половину среднего эоцена при сохранении среднеиюльских и среднеянварских температур годовое количество осадков на севере Казахстана возрастало до 2000–2500 мм.

О климате раннего эоцена Северо-Западного и Северного Казахстана можно судить по флорам Караколя и Сарыколя Примугоджарья, а также Экибастуза к юго-западу от Павлодара. Все эти флоры с доминированием буковых и лавровых имеют более ксерофильный облик, еще более жестколистной и мелколистной становится *Ushia* – доминанта предшествующих танетских флор. Усиление роли ксерофитов проявляется и в увеличении разнообразия узколистных восковниковых и вересковых.

Доминирующим компонентом палинокомплексов раннего эоцена на всей территории Казахстана становится пыльца *Anacolisidites*, имеющая сходство с пылью современного семейства Oleaceae. Заметно расширяется спектр тропических и субтропических таксонов, принадлежащих семействам Combretaceae, Symplocaceae, Aprocynaceae, Araliaceae, Sterculiaceae, Myrtaceae, Euphorbiaceae, Palmae и др. Ингредиентами лесной растительности были сапотовые, санталовые, бобовые и миртовые. В кустарниковом подлеске – протейные и вересковые. О сохраняющейся площадной дифференциации флоры Казахстана, имеющей климатические причины, свидетельствуют различия в составе палинокомплексов разных районов. Один из них, где, вероятно, в наибольшей степени была выражена сезонность климата, включал Кызылкумскую впадину, Северный Тянь-Шань, Сарысу-Джезгазганскую впадину. Однако в целом более резкая климатическая дифференциация палеоэоцена в начале эоцена начала стираться, становится трудно провести границу между более высоко влагообеспеченной северной климатической зоной и южной, менее обеспеченной, где количество ксерофитов заметно

сократилось, хотя они, особенно эфедра, продолжали играть существенную роль в растительном покрове пограничных со Средней Азией районов. К концу раннего эоцена температура поверхностных морских вод снизилась на 1–2°C. Влажность, если судить по обилию папоротников в палинокомплексах второй половины раннего эоцена, изменилась мало, а возможно, и возросла.

В начале лютета Тетический бассейн через Тургайский пролив и Западную Сибирь продолжает соединяться с Полярным, хотя температура поверхностных вод уже не поднималась выше 20°C. Судя по изменениям в составе флоры и лесной растительности, климат стал все больше приобретать черты субтропического. Снизилась его влагообеспеченность и в большей степени стала проявляться сезонность, особенно в позднелютетское время. Климат Павлодарского Прииртышья, судя по составу флоры Карасора, характеризовался среднегодовыми температурами 15–20°C и среднегодовым количеством осадков 800–1200 мм, большая часть которых выпадала летом.

Зональным типом растительности в Казахстане в это время были лаврово-кастанопсисовые леса с участием эбеновых, миртовых, протейных, восковниковых и пальм (рис. 75 А,Б). Особая роль в кустарниковом подлеске принадлежала падубовым. На западе Северного Казахстана – в Эмбинском районе – подлесок дубово-лавровых лесов был более богат. Кроме падубовых, в него входили протейные и вересковые. Сезонные температуры, построенные для этих лесов по ареалограммам, показывают значения среднеиюльских в пределах 22–26°, а среднеянварских 13–16°C.

В лютете окончательно исчезают из растительного покрова Западного Казахстана ушии и дебеи и, судя по составу флор Тлеубулака и Шандинска, главными лесообразователями субтропических влажных лесов становятся вечнозеленые лавровые и буковые (*Persea*, *Litsea*, *Laurus*, *Castanopsis*, *Quercus*), из хвойных им сопутствует *Sequoia*, а древесных однодольных – пальмы *Sabal* и *Trachycarpus*. Такой же состав флор и Павлодарского Прииртышья [Макулбеков, 1997]. Если родовой состав лавровых танета был унаследован в ипре и даже в лютете, то в спектре буковых на смену вымершим родам пришли *Castanopsis*, *Lithocarpus*, *Quercus*.

В Зайсанской впадине толщи, формировавшиеся в раннем эоцене и первую половину среднего эоцена, Б.А.Борисов [1963, 1984], объединил в теректинскую серию, образованную четырьмя свитами: чакпактасской (кирпично-красные глины и пески), обайлинской (коричневые и зеленовато-серые глины), саргамысской (пестроцветные глины и алевроиты) и конуркуринской (полосчатые зеленые и белые глины и алевроиты). Формирование серии происходило в условиях гумидного субтропического климата, с более выраженной сезонностью в распределении осадков, чем в палеоцене. Мелколистность и жестколистность некоторых локальных

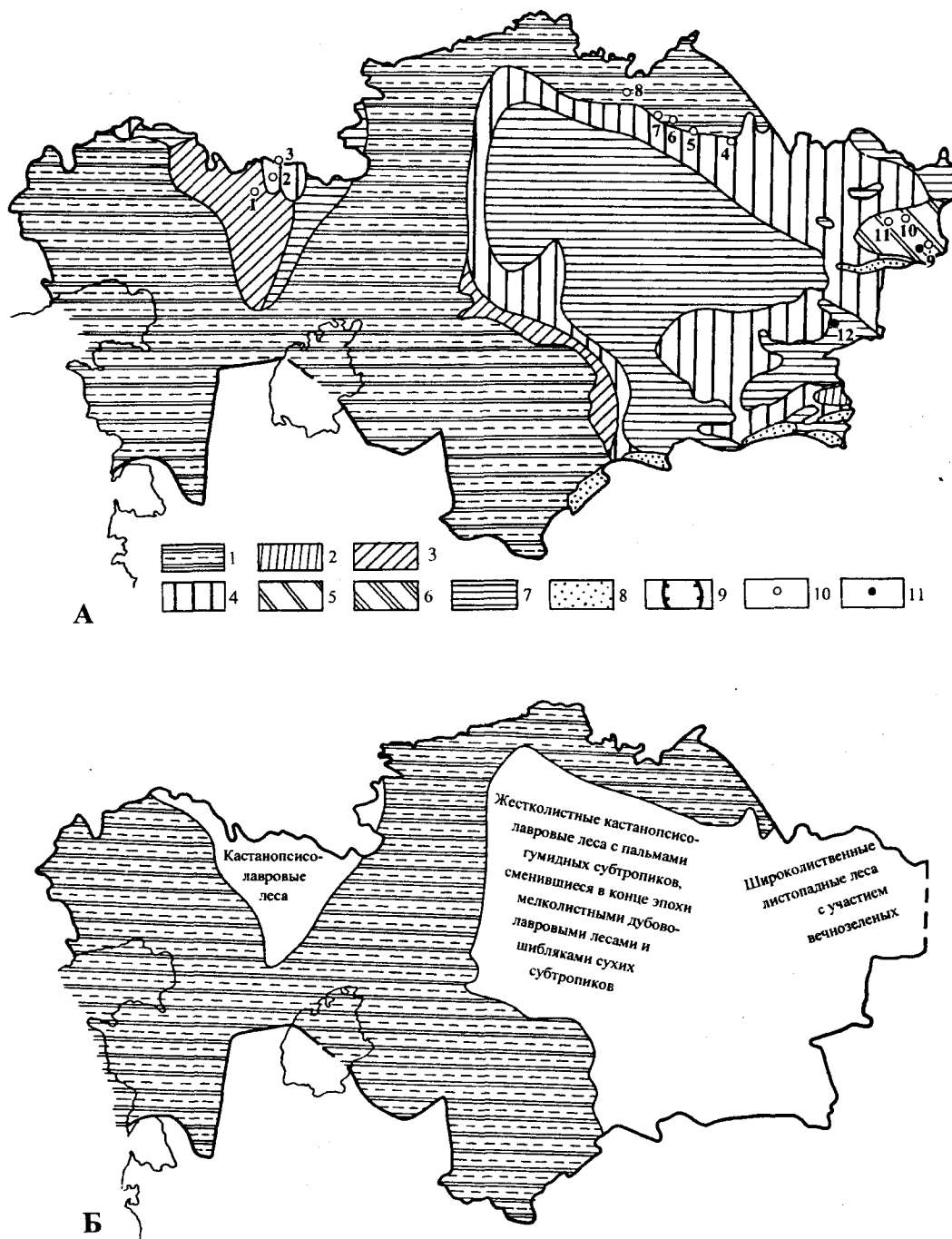


Рис. 75. Палеогеографическая карта-схема территории Казахстана в среднем эоцене: А – рельеф и отложения, Б – растительность (составил М.А.Ахметьев)

1 – море (шельфовая и прибрежная зоны); 2 – внутренние моря и озера, соленые и пресные; 3 – равнина прибрежная, иногда заливаемая морем; 4 – равнина низменная, аккумулятивная; 5 – равнина низменная, аккумулятивная, с озерами, солеными и пресными; 6 – то же, иногда заливаемые морем; 7 – равнины холмистые и возвышенные плато; 8 – горы низкие и средние; 9 – распространение красноцветов; 10 – местонахождения флоры; 11 – местонахождения позвоночных

Разрезы. 1–4 – разрезы среднего эоцена: 1 – Шандинский грабен (нижнешандинская флора), 2 – разрез казацкой свиты в Примугоджарье (флора Ори), 3 – разрез Баки (флоры Баки и Жарлыкапа), 4 – разрезы верхнелюлинворской подсвиты (флоры Карасора и Кудайколя); 5–8 – разрезы континентальных аналогов тавдинской свиты и главнейшие местонахождения флор в Северном Казахстане: 5 – Такырсор, 6 – Жамантуз, 7 – Кульболды, 8 – Селеты; 9–12 – разрезы континентальных отложений Зайсанской впадины и главнейшие местонахождения флор и позвоночных в саргамысской свите: 9 – Калмакпай (флора и позвоночные), 10 – Киин-Кериш (флора Шатровая), 11 – Чакельмес (флора озера Тузкабак), 12 – разрез колпаковской свиты и местонахождение позвоночных у Шинжалы

флор Призайсанья (например, флоры Керши), участие разнообразных бобовых в саргамысской флоре Калмакпая обусловлены высокими летними температурами при некотором дефиците влаги. Потомки большинства ранне-среднеэоценовых растений Призайсанья ныне обитают в тропиках и субтропиках. Своеобразные эндемичные формы, отнесенные И.А.Ильинской к роду *Hibiscus*, имеют наибольшее сходство с североавстралийскими, африканскими и карибскими представителями этого рода, эндемичные жестколистные ильмы наиболее близки *Ulmus lanceifolia* – характерному элементу тропических лесов Юго-Восточной Азии, а также *U. parvifolia* из субтропиков Японии и Китая. Эндемичный вид *Ungnadia* родствен южнотехасскому-мексиканскому представителю этого рода.

Хорошими индикаторами климата чакпактасско-обайлинского времени, отвечающего пограничному интервалу раннего и среднего эоцена, являются находки герпетофауны, особенно черепах и крокодилов. Видовое разнообразие сухопутных черепах, в том числе и теплолюбивых пластоменусов, в обайлинское время вряд ли уступало разнообразию черепах в современной тропической зоне. Особенно показательна находка гигантской по размерам *Hadrianus obailensis* [Чхиквалдзе, 1984]. Подобного типа гигантские тестутиды, так же как и обнаруженные крупные саламандры, ныне обитают лишь в условиях безморозного климата. Это же относится к остаткам крокодилов из разных свит теректинской серии, принадлежащим трем основным подсемействам, обитающим ныне в тропиках и субтропиках: короткошеим пристихампсидам, собственно крокодилам и аллигаторам [Ефимов, 1984]. Наконец, индикаторами климата являются и остатки позвоночных: тапирообразных, примитивных носорогообразных – гиракодонтосов и др.

В позднелютетское время намечается кратковременный эпизод похолодания, фиксируемый палинологами, однако природа его пока не ясна.

Климат первой половины среднего эоцена в самых южных районах Казахстана на границе со Среднеазиатским регионом был засушливым. В растительном покрове заметную роль играли травянистые и кустарничковые ксерофиты – эфедры, полыни, солянки.

Вторая половина среднего эоцена – поздний эоцен. В бартоне аридная обстановка распространилась на большую часть Казахстана и на всю Среднюю Азию. Главной причиной этого была потеря связи эпиконтинентального морского бассейна с Полярным океаном. В этом бассейне полностью прекратилась биогенная кремнистая седиментация и формировались только терригенные и карбонатные толщи. Морская биота сохраняла тетические связи. Эти кардинальные палеогеографические изменения привели к повсеместной перестройке растительного покрова. Зональным типом растительности на большей части Казахстана стали склерофильные дубово-лавровые леса с широким

спектром бобовых, с подлеском из сумаха, вересковых, миртовых и восковниковых. Голосеменные почти исчезли из лесной растительности. Сосны сохранились в обрамлении морского водоема лишь в Северном Казахстане.

Местонахождения мелколистных ксероморфных флор второй половины эоцена известны на Южном Урале (Таналык-Баки, Жарлыкап). На смену крупнолистным цельнокрайним *Castanopsis*, *Lithocarpus* и *Quercus* пришли мелколистными дубы, восковники, представители семейств Ericaceae, Myrtaceae, Proteaceae, Arosynaceae. Много местонахождений бартонских флор известно из Павлодарского Прииртышья, где они локализованы в подошве горизонта красноцветных почв. В наиболее богатых по составу флорах аридного типа Такырсор, Кудайколя, Селенты, Оленты и Жамантуза основной фон составляют узколистные мелколистными лавровые, буковые, восковниковые, вересковые (*Leucothoe*), а также разнообразные бобовые и пальмы *Sabal* и *Trachycarpus*.

Несколько более влажный, но также сезонный с жарким летом климат был на юго-востоке Казахстана в Зайсанской впадине. В составе бартонского тузакбакского комплекса обычные бобовые (*Mimosites*, *Cassia*, *Leguminosites*), а основу рипарийных группировок составляли листопадные с зубчатым краем листовой пластинки ильмы, тополя, гибискусы, унгнадии, идезии, при небольшом участии линдер, фикусов и дрио-филлюмов. В зайсанских, как и в других бартонских флорах Казахстана, крайне редки хвойные.

Отличительной особенностью бартонских палинокомплексов является доминирование в них, как и в комплексах мегафоссилий, буковых. В морских отложениях этого возраста Западного Казахстана, принадлежащих верхам тасаранской свиты и саксаульской свите, выделены два палинокомплекса. Более древний относится к зоне *Tricolpopollenites cingulum* – *Castanopsis pseudocingulum* – *Quercus graciliformis*, а более молодой – к зоне с теми же индекс-видами, но без *C.pseudocingulum*, который исчезает. В континентальных красноцветах Центрального Казахстана, завершающих формирование бокситорудной формации (кенетайская свита и др.), также выделяются два бартонских палинокомплекса: более древний *Castanopsis pseudocingulum* – *Myrica vera* – *Tricolpopollenites microhenrici* и позднебартонский *Tricolpopollenites liblarensis* – *Quercus graciliformis* – *Castanopsis pseudocingulum*. В Зайсанской впадине палинокомплексы этого возраста при преобладании трехборозднопоровой пыльцы обогащены пылевой листопадных *Ulmus*, *Liquidambar*, а также аралиевых и лорантовых.

Общая аридизация в бартонский век сопровождалась усилением сезонности климата. Уровень среднелетних температур продолжал оставаться высоким (до 22–26°C), тогда как среднезимние упали до 8–12°C. На 1–2°C снизилась и температура поверхностных морских вод.

не менее чем на 4–6°C. Охлаждение прилегающих районов суши привело к элиминации наиболее термофильных растений из лесных ценозов и их последовательному насыщению умеренно теплолюбивыми листопадными, составившими впоследствии основное ядро тургайской флоры. Началась подвижка вертикальных поясов растительности и в Алтайском регионе, судя по изменению состава флор в Призайсанье. Процесс преобразования лесных ценозов до окончательного вычленения из растительного покрова вечнозеленых продолжался не менее 3–5 млн лет с некоторой приостановкой и даже частичной инвазией вечнозеленых в соленовское время (вторая половина раннего олигоцена).

Раннеолигоценовая флора Кызыл-Тобе Южных Мугоджар, в составе которой широкий спектр хвойных (торрея, тисс, ель, сосна, секвойя) и сережкоцветных (береза, граб, тополь) сочетался в тафоценозах с аллохтонными магнолиями, лавровыми, бамбуком, могла существовать в условиях, близких к современному в Колхидском рефугиуме со среднелетними температурами +2°, с кратковременными морозами до -10÷-12°C, теплым влажным летом и среднегодовым количеством осадков до 1500–2000 мм. Таким же был климат Приаралья и Тургая, судя по составу кумбулакской флоры побережья залива Перовского Аральского моря. На освободившейся от морских вод обширной низменной равнине произрастали полидоминантные таксодиево-широколиственные и широколиственные леса с пышным подлеском из сумаховых, розоцветных и бобовых. Из вечнозеленых сохранялись лавровые (линдера, сассафрас и корицик). Климат, переходный от субтропического к умеренно теплому, был в Призайсанье. Прибрежные заболоченные станции по долинам рек, пересекающим Зайсанскую впадину, населяли болотные носороги – аминодонты, тапиры, бронотерии, крокодилы, водные черепахи. Влажность климата здесь была также высокой, судя по пышному составу лесов с участием магнолиевых, лавровых, миртовых, ильмовых, тополевых. О перемещении к югу северной границы аридной зоны в начале олигоцена косвенно свидетельствует отсутствие красноцветных отложений этого времени не только в Тургае, Приаралье и Призайсанье, но и в отрогах Джунгарского Алатау (горы Актау). Во впадинах Южного Казахстана и в соседних районах Средней Азии, в удалении от морского побережья накапливались не соленосные, а тонкотерригенные глинистые формации, что также говорит в пользу достаточного увлажнения этой зоны.

Во вторую половину раннего олигоцена (соленовское время) аридизация охватила большую часть Казахстана. Красноцветная глинистая толща, в верхней половине которой сосредоточены основные находки “индикотериевой” фауны, получила распространение во всех впадинах Центрального, Южного и Юго-Восточного Казахстана – Южно-Тургайской (сарыинская свита), Чу-Сарысульской

(бекпакалинская свита), Илийской (средняя часть актаусской толщи), Кугалинской впадины отрогов Джунгарского Алатау, где красноцветы вскрыты Кызылжарским карьером. В Восточных Кызылкумах пестроцветная глинистая толща по латерали замещается красноцветами. Она содержит комплекс соленоватоводных корбулид, обычных для соленовского горизонта Устюрта и Приаралья, в то же время в комплексе остракод здесь встречается *Cassinina cassinii* – характерный вид индикотериевых слоев Челкар-Тениза Южного Тургая. Принадлежность всех этих уровней к середине олигоцена подтверждается и палеомагнитными данными.

В Зайсанской впадине красноцветами сложены лишь отдельные пачки внутри сложно построенной глинистой толщи. Флоры Тортмоллы и Жаманкаинды Юго-Восточного Тургая содержат палибинию, туркменский сумах, мелколистные коричневые лавры, узколистные жестколистные восковницы, относящиеся к склерофильным древесно-кустарниковым формациям (рис. 76 А,Б). В опорном Киин-Керишском разрезе Зайсанской впадины, где из олигоценового интервала не просто вычленили отложения соленовского уровня, флора в слоях, непосредственно перекрывающих пачку с остатками позвоночных, которые сопоставляются с индикотериевыми слоями Тургая, имеет в основном ядре типичные тургайские элементы, хотя еще мелколистные – таксодиум, ликвидамбар, ольху, более жестколистные, но листопадные дубы, каштаны, узколистные тополя. Широкий спектр кустарников включает сумаховые (астролиум, фисташка, токсикодендрон, сумах), восковницу, комптонию, розоцветные с плотными листовыми пластинками (спирею и др.). В слоях, залегающих ниже по разрезу, между пачками с бронотериевым и индикотериевым комплексами фауны, в составе лесной флоры, образующей саванноподобные ландшафты или, по крайней мере, их напоминающие, еще сохранились дриофилломы, несколько видов тополей и восковницы. Доля мезофильных тургайских растений была невелика. Для этого уровня, еще подсоленовского, как и для соленовского, характерно спорадическое распространение красноцветов, так как по мере приближения к Алтаю аридизация заметно ослабевала и проявлялась лишь в отдельные, наиболее экстремальные фазы. Климат этого района в соленовский век можно охарактеризовать как умеренно теплый, переходный к субтропическому, со среднеиюльскими температурами до 20–22°, среднезимними 3–5°C, с возможными небольшими заморозками. Количество осадков, меняющееся по сезонам, в среднегодовом балансе достигало 700–1000 мм. Красноцветные отложения из Южного Казахстана распространялись на территорию Средней Азии.

В конце раннего олигоцена формирование красноцветов, а на крайнем юге региона и соленосных отложений, повсеместно прекратилось. Общепланетарная гляциоэвстатическая регрессия вызвала

Наиболее аридными в начале бартоня были флоры районов Казахстана, расположенных на границе с Юго-Западным Узбекистаном и Туркменией. Вероятно, они были близки бадхызским флорам, приуроченным к отложениям туркестанского яруса. Из Бадхыза была описана кустарниковая палибиния, предположительно отнесенная к протейным, мелколистным лавровым и туркменский сумах. Количество среднегодовых осадков, судя по ареалам растений этой флоры, не превышало 200–600 мм. На мелководных участках морского бассейна на соседней территории Средней Азии вновь начали формироваться эвапориты. В то же время, бокситообразование на севере, в связи с начавшейся аридизацией, прекратилось. По берегам саксаульского моря и прилегающим низменным равнинам накапливались прибрежно-морские и дюнные пески, превращенные ныне в монолитные песчаники.

Аридный пояс Казахстана, достигший в бартонне максимальной ширины, прослеживался в западном направлении, смыкаясь через Россию и Украину с аридным поясом Центральной и Западной Европы, в пределах которого находились выведенные из-под уровня моря массивы суши и островные архипелаги северо-западной окраины Тетиса.

В истории климата позднего эоцена Казахстана отчетливо прослеживаются два периода. Более ранний, отвечающий первой половине приабона, когда климат оставался субтропическим, но более влажным или переменновлажным, чем в предшествующий бодракский век, и более поздний, начиная с середины приабона, когда началось похолодание. Температура поверхностных морских вод на первом этапе снизилась до 18°C, а на суше январские температуры упали до 5–7°C. В растительном покрове продолжали доминировать дубово-лавровые леса. Мелкая пыльца склерофильных дубов, характеризующих палинозону приабона, *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*, повсеместно преобладает. Сместилась к югу граница аридной зоны, которая по-прежнему охватывала Южный Казахстан и соседнюю Среднюю Азию.

Уже давно было обращено внимание на смешение в некоторых флорах приабона и рюпеля в единых тафоценозах субтропических и теплоумеренных элементов. Однако обе эти группы таксонов, как выяснено автором, отражают разные местообитания. Листопадные формы, вошедшие в олигоцен в состав тургайской флоры, на первом этапе были сосредоточены исключительно в рипарийных группировках, поэтому эта флора на этапе ее становления выступала как интразональная. Зональная растительность, распространенная на плакорах, по-прежнему оставалась субтропической, и главными компонентами ее продолжали сохраняться буквые, лавровые и бобовые. Типично “смешанной” позднегоценовой является флора Шандинского грабена Актюбинского Предуралья, романовская флора Примугоджарья, флоры Кика и Акжара Павлодарского Прииртышья. В их составе, наряду с

лавровыми, восковниковыми, вечнозелеными дубами, каштанодубами и вересковыми *Leucothoe*, встречаются ильмы, дзелквы, тополя, березы, расщепленно-лопастные дубы, комптонии. Большие значения приобретают хвойные, особенно таксодиевые. Подобная картина наблюдается и в Призайсанье, с той лишь разницей, что более древняя позднегоценовая флора Киин-Кериша – “болотного носорога” – содержит больше листопадных элементов (она сохранилась в старичных фациях), а более молодая флора уже из переходных слоев от эоцена к олигоцену (флора “столика”, по И.А.Ильинской) содержит много вечнозеленых растений (восковницы, тополя, каштанодубы, лавровые и др.).

Экологический кризис конца эоцена и регрессия моря из Тургайской ложбины и Приаралья привели к осушению больших площадей в Северном Казахстане. Восточная граница моря установилась в пределах Устюрта. Регрессия и падение среднегодовых температур в конце эоцена на 3–5°C привели к перестройке растительного покрова, подвижке границ поясов растительности на возвышенностях. Деградирующие сосново-дубово-лавровые леса стали постепенно, сначала в более обводненных местообитаниях, а затем и на более сухих плакорных, замещаться мезофильными широколиственными и хвойно-широколиственными лесами, однако заметная роль вечнозеленых, особенно на плакорах, продолжала сохраняться до конца олигоцена. Сосновые, по мере увлажнения климата, замещались таксодиевыми. Перестройка всей сухопутной биоты наиболее ярко проявилась в Зайсанской впадине. Сформировался так называемый бронтозавровый комплекс позвоночных, в составе которого ведущую роль играли болотные носороги – аминодонты и древние тапиры. Среди интразональных рипарийных лесов все большее значение приобретали тополя, ильмовые, ольхи, хотя здесь же еще сохранялись магнолии, гибискусовые, лавровые. Регрессия моря привела к оживлению эрозии и к расчленению ранее выровненного рельефа на большей части Казахстана. Особенно этот процесс усилился в начале олигоцена, по мере снижения базиса эрозии из-за падения уровня моря.

В Южном Казахстане и соседних районах Средней Азии субтропические дубово-лавровые редколесья продолжали сохраняться и в начале олигоцена. Некоторое сокращение аридной зоны отразилось на редукции из растительного покрова целого ряда ксерофитов, сохранившихся со среднего эоцена.

Олигоцен. Как уже отмечалось, регрессия позднегоценового (чеганского) моря, а также изоляция от Тетиса в начале олигоцена отступившего в западные районы морского бассейна, вызвало оживление эрозии на всей территории казахской суши, сопровождавшейся увлажнением климата. Новая раннеолигоценная ащесайрыкская трансгрессия, связавшая Восточный Паратетис с Атлантикой через Северо-Германский бассейн, была бореальной и привела к понижению температуры морских вод

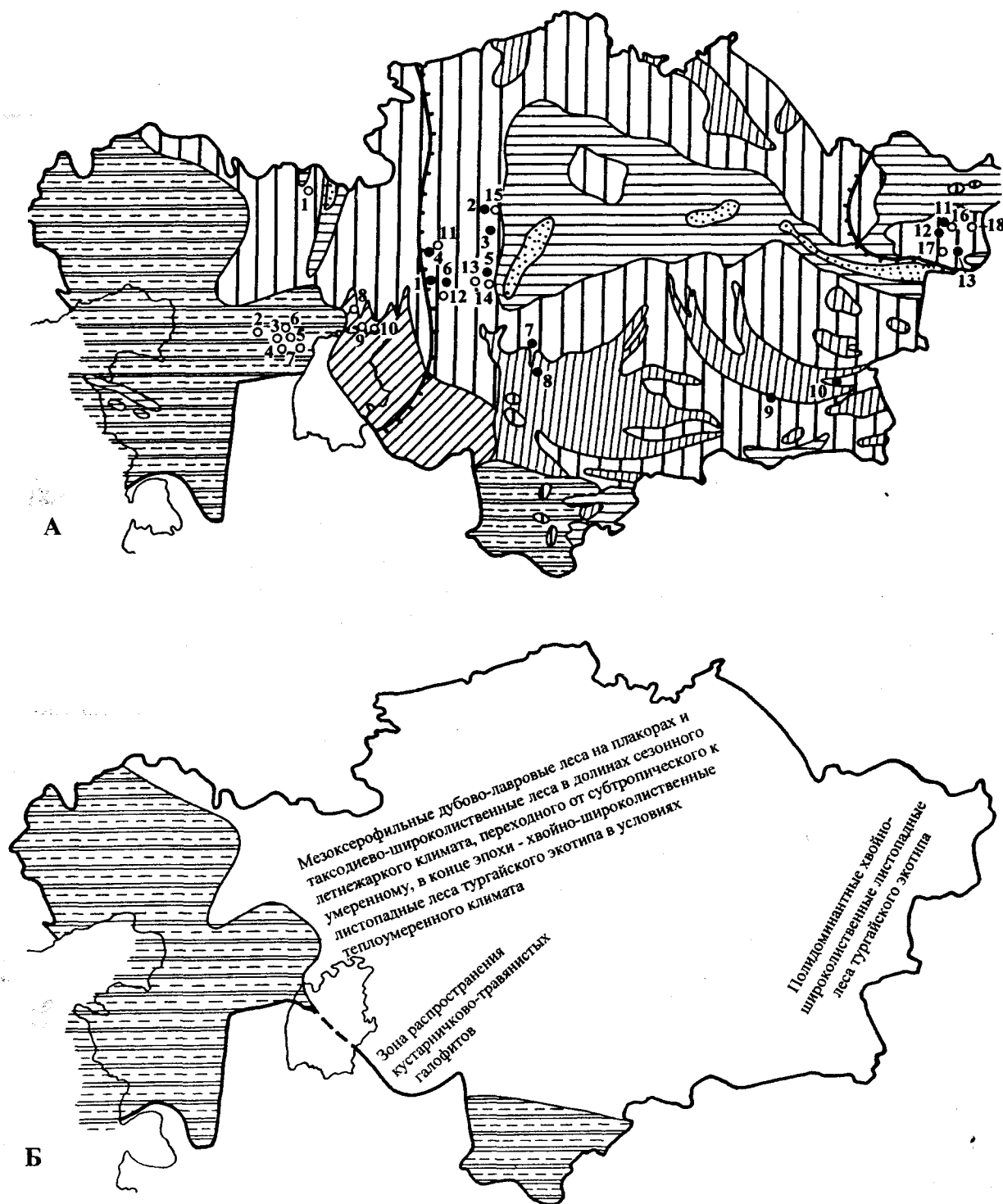


Рис. 76. Палеогеографическая карта-схема территории Казахстана в олигоцене: А – рельеф и отложения, Б – растительность (составил М.А.Ахметьев)

Условные обозначения см. на рис. 75

Главнейшие разрезы и местонахождения ископаемых флор и позвоночных.

1 – флоры: 1 – Примугоджарье (Кызыл-Тобе); 2–15 – Устьорт, Приаралье и Тургай: 2 – Тамды, 3 – Ащайрык, 4 – Аксай, 5 – мыс Чаграй, 6 – Сандал, 7 – Жебыске, 8 – Тогузкен, 9 – Кумбулак, 10 – Карасандык, 11 – Шинтузсай, 12 – Мурунчик, 13 – Тортмола, 14 – Мыныскесук, 15 – Жаман-Каинды; 16–18 – Зайсанская впадина: 16 – Киин-Кериш (флора “Кораблик”), 17 – Кусто, 18 – Ашутас (флора буранских слоев)

2 – позвоночные: 1 – Челкар-Тениз; 2 – Алуа; 3 – Могила Саты; 4 – Шинтузсай; 5 – Мыныскесук; 6 – Атамбасчинк; 7 – Кызыл-Как; 8 – Сарысу; 9 – Сары-озек; 10 – Актау; 11 – Киин-Кериш; 12 – Тузкабак; 13 – Южное Призайсанье (местонахождения из кустовской и буранской свит)

на суше оживление эрозии, которая протекала на фоне все увлажняющегося климата. Последний становился и более прохладным. Этот этап характеризовался широким развитием на всей территории Казахстана мезофильной флоры (тургайской по А.Н.Криштофовичу), которая из интразональной превратилась в зональную. Ее расцвет приходится на вторую половину позднего олигоцена. Дифференцированный ранее на всей площади казахской суши климат в позднем олигоцене стал более однородным. В хаттский век произошло вновь соединение Восточного Паратетиса с Атлантикой через Польскую и Северо-Германскую низменности. Вторично в олигоцене, как и в его начале, бореальная трансгрессия привела к гумидизации и активному угленакплению в межгорных впадинах. Мезофильные смешанные и широколиственные леса, образованные растениями тургайской флоры, хотя на этот момент уже рассматриваются как зональные, в своем типичном выражении занимали только долины и днища впадин. Более возвышенные участки плакоров и междуречий, где обитали парацератерии и другие крупные млекопитающие, требующие открытых пространств, были заняты листопадными разреженными лесами, главными лесообразователями которых оставались буковые. Большое единство состава растений в пространственно удаленных друг от друга местонахождениях свидетельствует о выравнивании климата на всей территории казахской суши. Известно, что гумидный климат в это время распространялся далеко к югу, вплоть до районов Памира и Тибета. Среднеиюльские температуры в Северном и Восточном Казахстане в позднем олигоцене были 18–21°C, среднеянварские – около 0°C, сумма среднегодовых осадков превышала 1000 мм.

В Южном Казахстане среднегодовые температуры были на 1–2°C выше.

Неоген

Миоцен. В миоцене в геологической истории Казахстана и прилегающих равнин Средней Азии начался “великий озерный этап”. Озерные отложения раннего–среднего миоцена формировались повсеместно от Кустанайского Притоболья до Северного Тянь-Шаня и от Павлодарского Прииртышья до Горного Алтая. По существу, уже с аквитана здесь образовалось четыре крупных ландшафтных района [Лавров и др., 1979]: приморская озерно-лагунная равнина в Северном Приаралье, внутриконтинентальная озерная равнина Иртышского и Тургайского районов, озерные равнины Казахского щита, сформированные на древнем палеозойском цоколе, а также холмистая (низкогорная) зона современного Алтая и Северного Тянь-Шаня с крупными впадинами. Эти ландшафтные зоны могли существовать в условиях относительно высокого стояния уровня

Мирового океана и соседнего с запада эпиконтинентального моря – Паратетиса. Продолжительность “великого озерного этапа”, развивающегося на фоне последовательной континентализации климата, его аридизации составляет не менее 10 млн лет.

В развитии климата и ландшафтов раннего–среднего миоцена отчетливо выделяются два этапа, особенно хорошо выраженные на юге Казахстана. В начале миоцена во впадинах Северного Тянь-Шаня – Каркаринской, Текесской, Кочкорской – в условиях летних температур и экстрааридной обстановки формировались соленосные осадки с гипсом, галитом и даже тенардитом. В начале среднего миоцена, в позднеаральское время, здесь произошло заметное ослабление аридизации за счет увлажнения всей зоны воздымающихся на юге горных хребтов. В непосредственном обрамлении впадин рельеф еще не был интенсивно расчлененным и при погружении днищ этих прогибов до 1000 м и более они компенсировались осадками за счет денудации и сглаживания на первых порах еще слабо развивающихся поднятий.

На равнинах Казахстана оба эти этапа, особенно на западе, где в большей степени сказывалось соседство с морским бассейном, происходило постепенное усиление аридизации в направлении с севера на юг и с запада на восток. Эта ситуация хорошо отражается в последовательном замещении в приаральских разрезах (Саякен, Кендерле) карбонатных глин низов аральского горизонта мергелистыми породами, позже сменяющимися гипсоносными и доломитсодержащими глинами. Реконструируя ландшафтную обстановку, В.В.Лавров отмечает, что в раннеаральское время по берегам озерных водоемов, иногда проточных, хорошо вентилируемых, превращаемых в полузамкнутые лагуны, происходила садка карбонатов и гипса. Эти участки были особенно обитаемы животными, от парацератериев до пресноводных и сухопутных черепах.

Вначале обширные по площади озерные водоемы, но все более отшнурованные от моря, были глубокими, жестководными (состав доломитистых мергелей: 26% CaO, 18% MgO). По мере нарастания аридизации озера превратились в усыхающие мелководные, с карбонатной минерализацией, сменной тонкотерригенной седиментации доломитово-гипсово-глинистой. Так же, как и в Приаралье, усиление аридизации, только в еще большей степени, произошло в Тургае. В бурдигале низменные озерные равнины Тургая еще слабо дренировались гидрографической сетью, образуя систему слабопроточных озер. Прибрежные лиственные леса имели характер галерейных. Они были образованы птерокарией, ольхой, вязом, ивой, ясенем, в ландшафтах междуречий главная роль принадлежала жестколистым дубам, дзелкве. Наиболее возвышенные пространства и южные склоны холмов были заняты колючими кустарниками, состоящими из бобовых и вересковых. Возникли первые устойчивые травянистые ценозы, являющиеся прообразом

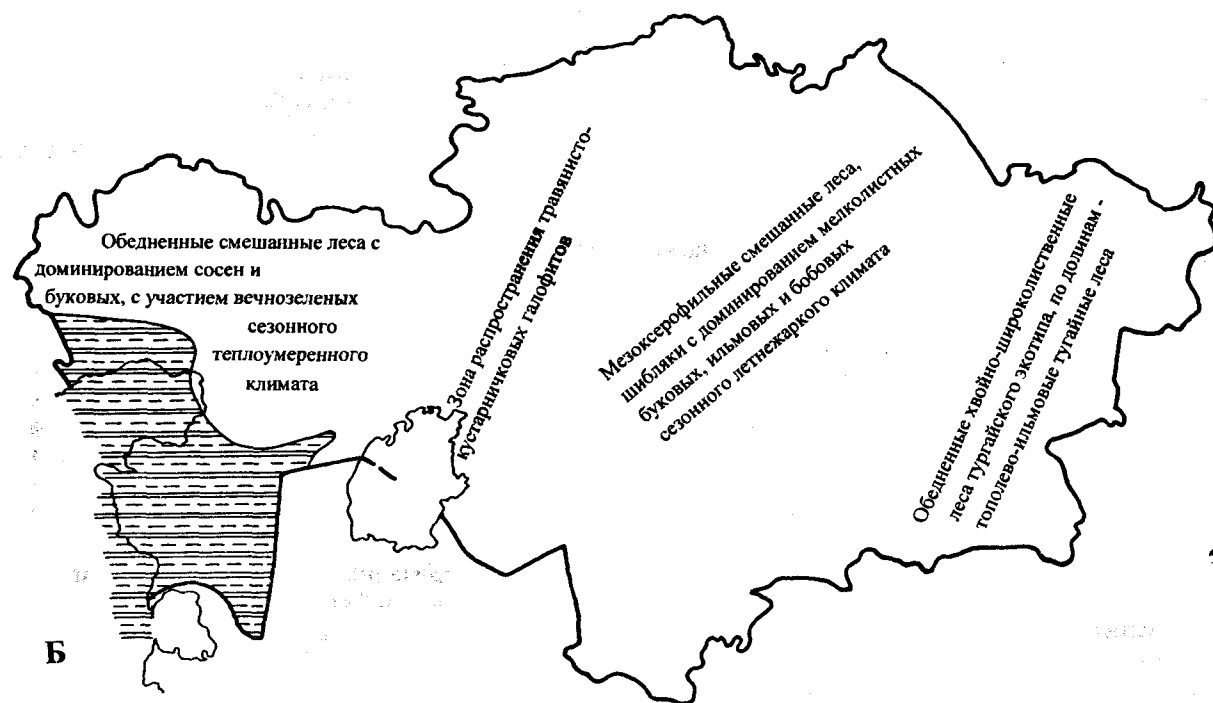
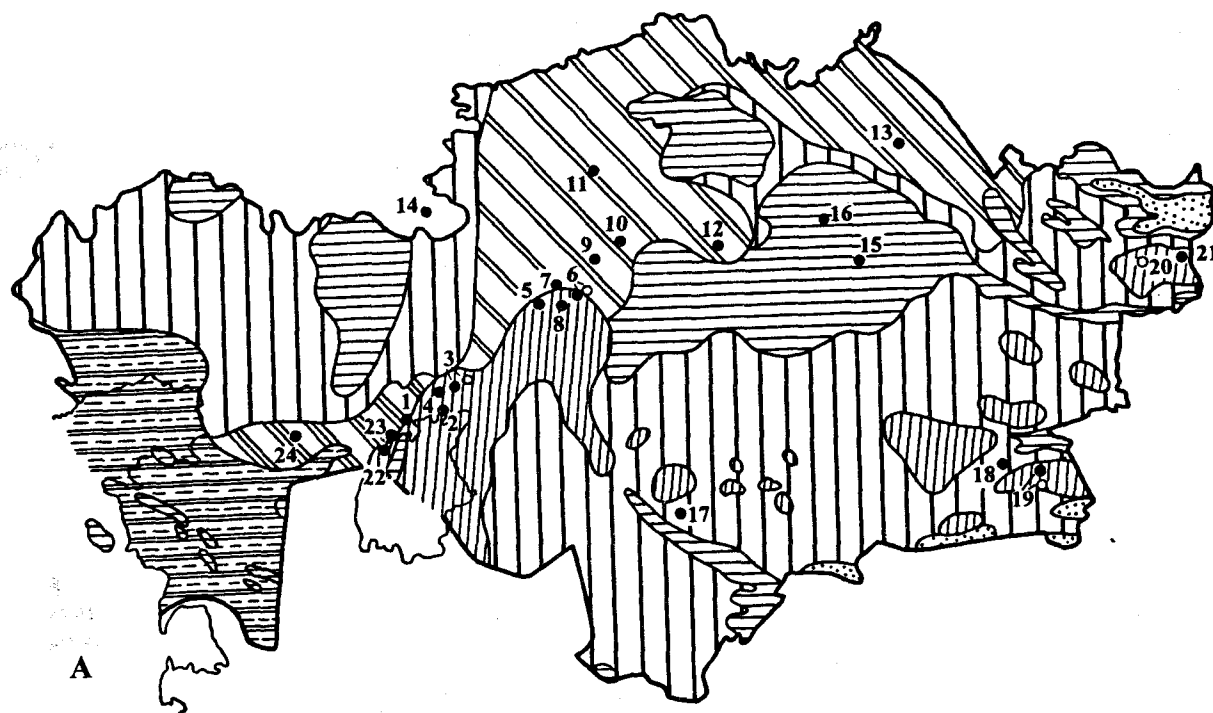


Рис. 77. Палеогеографическая карта-схема территории Казахстана в раннем – начале среднего миоцена:
А – рельеф и отложения, Б – растительность (составил М.А.Ахметьев)
Условные обозначения см. на рис. 75 и 76

Главнейшие местонахождения растительных мегафоссилий, позвоночных и других организмов: 1 – Саякен; 2 – Агеспе; 3 – Алтын-Чокусу; 4 – Тентяк-Сор; 5 – Кесек и Кызыл-Мола; 6 – Кушук; 7 – северная дуга Улыжилянчика (скважины); 8 – Аккемер; 9 – Кентюбе (р.Каратургай); 10 – Ашут; 11 – Каракол; 12 – Буркутбай; 13 – Ермаковское (пос. Ермак); 14 – Кумак; 15 – Жарлы; 16 – Шулак; 17 – Асказансор (верхний фаунистический горизонт); 18 – Кызыл-Жар; 19 – Актау; 20 – мыс Бакланый; 21 – Ашутас (акжарская свита); 22 – Кентыкче; 23 – Бештюбе; 24 – Северный Устюрт (Мынсуалмас)

степных, с участием злаков, сложноцветных, гречишных, полыней. Заметную роль играли галофиты (рис. 77 А,Б). В группе животных – обитателей полуоткрытых пространств – основное место принадлежало гомфотериям – примитивным млекопитающим, анхитериям и грызунам.

В конце бурдигала, когда Восточный Паратетис вновь на короткое время потерял открытую связь с Мировым океаном, осадконакопление стало происходить в еще более засушливой обстановке. В илистых озерных грунтах формировались известково-гипсовые и доломитово-гипсовые конкреции, в некоторых озерах накапливался гипс. Изменились ландшафты. Лиственные леса перешли на положение островных, и основную роль в наземном покрове начали играть травянистые ценозы, образованные лебедовыми, сложноцветными и маревыми.

Климат предгорий Алтая в первой половине миоцена был более влажным, так как, судя по палинологическим данным, горные массивы были облесены. Полуоткрытые пространства с травянистыми ценозами и островными лесами распространялись только в межгорных впадинах.

Во впадинах северных предгорий Тянь-Шаня аридизация ослабевала за счет эффекта “дождевой тени”. Роль этого эффекта заметно возрастала по мере воздымания находящихся южнее горных сооружений. Лишь в некоторых межгорных впадинах, непроточных и слабопроточных озерах происходило засоление накапливающихся илов.

В целом климат казахской суши, начиная со среднего миоцена, становится более континентальным, с еще более выраженной сезонностью. В период жаркого сухого лета среднеиюльские температуры были 22–24°C. Среднеянварские температуры опускались ниже 0°C, и был более выражен зимний морозный период.

Похолодание второй половины среднего миоцена отчетливо проявилось только в северных районах Казахстана (рис. 78). Оно сопровождалось увлажнением климата и восстановлением на короткое время лесостепных ландшафтов. В составе лесов доминировали темнохвойные и мелколистственные сережкоцветные. Изменился и состав травянисто-кустарничковых ассоциаций. В Приишимье развивались в основном полынно-разнотравные комплексы, в Центральном Казахстане – злаково-разнотравные. По сравнению с первой половиной среднего миоцена среднегодовая температура понизилась на 5–6°C.

В позднем миоцене красноцветы павлодарской свиты формировались в условиях более теплого и сухого климата. Возникшие сухостепные и полупустынные ландшафты способствовали развитию богатого комплекса “гиппарионовой” фауны, представленного исключительно обитателями открытых пространств. В обилии распространялись травянистые ксерофиты, особенно полыни, маревые и злаковые. Сходные с Прииртышьем ландшафты были в Прибалхашье. В Илийской впадине во вто-

рой половине миоцена в аридных условиях формировались соленосные толщи чуальдырской и санташской свит.

Климат южных районов был более аридным, чем северных. Среднегодовое количество осадков в разных районах колебалось от 300 до 600 мм, несколько превышая эту величину на северных склонах Тянь-Шаня, уже поднявшегося к этому времени на высоту 1500–2000 м над уровнем моря.

Плиоцен. Реконструкция климатических условий плиоцена Казахстана по флористическим данным крайне затруднена из-за непредставительности палинокомплексов. Предварительно удастся выделить не менее двух фаз иссушения и увлажнения климата, которые вполне могут быть сопоставлены с подобными фазами, установленными для юга Русской платформы. Основное же похолодание приходится уже на вторую половину плиоцена.

Эоплейстоцен и плейстоцен

Данный раздел состоит из двух частей. В первой детально рассмотрены вопросы эволюции ландшафтно-климатических условий предгорий и межгорных депрессий Тянь-Шаня и Памира, причем по необходимости затронуты материалы и по позднему плиоцену. Во второй анализируется динамика природной среды в четвертичном периоде более северных районов – равнин Центральной Азии и Казахстана.

Предгорья и межгорные депрессии³

В Центральной Азии предгорные и межгорные впадины, заполненные мощными толщами верхнекайнозойских отложений, включая лёссово-почвенные покровы, позволяют получить важную для палеогеографии, палеоклиматологии и палеоэкологии информацию. При этом местонахождения с фауной млекопитающих имеют решающее значение при выборе опорных разрезов. Изучение лёссово-почвенных серий дает ключ к пониманию палеоклиматических флуктуаций за последние 2 млн лет. Для оценки общей направленности палеоклиматических изменений весьма важную роль играет палеотектонический анализ. Археологические местонахождения в ископаемых почвах служат источником данных по палеоэкологии древнего человека и существенно дополняют материалы по палеогеографическим реконструкциям.

В числе участков с опорными разрезами позднего кайнозоя следует указать следующие: Таджикская депрессия – разрезы Куруксай, Лахути, Кайрубак, Чашмангар и др.; Иссык-Кульская впадина и Чуйская долина – разрезы Джилгындыкоо Актерек,

³ Раздел написан А.Е.Додоновым, М.В.Сотниковой.

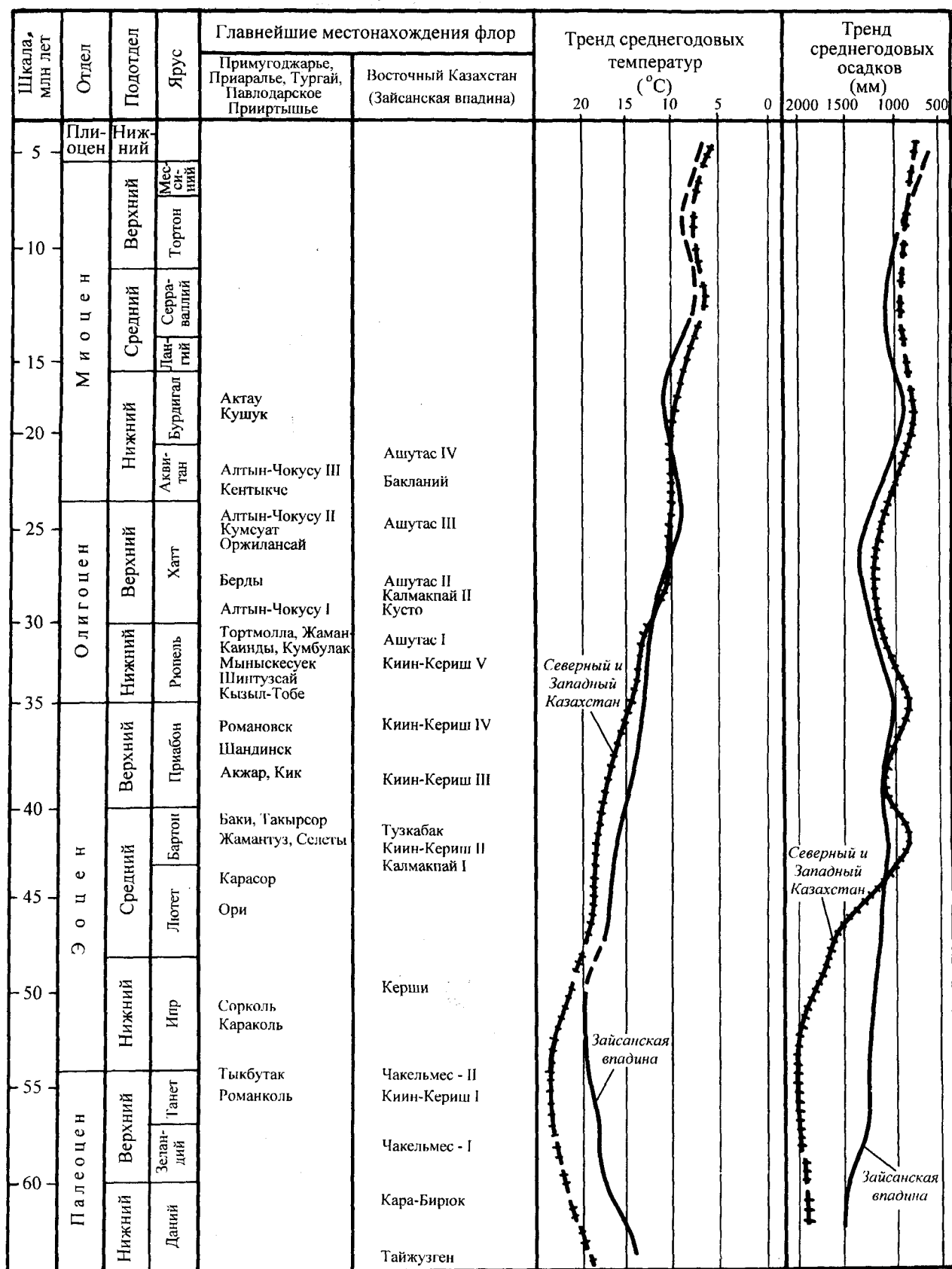


Рис. 78. Динамика климатических условий в Центральной Азии в кайнозое (составил М.А.Ахметьев)

Тепке, Орловка; Ферганская впадина и Приташкентский район – разрезы Кайраккум, Сох, Оркутсай. Существующие рабочие стратиграфические шкалы (рис. 79, см. вкл.) позволяют выделить главные стратиграфические подразделения (свиты, комплексы), эквивалентные позднему плиоцену (3,5–1,8 млн лет), эоплейстоцену (1,8–0,8 млн лет) и плейстоцену (0,8 млн лет). В составе плейстоцена выделены три стратиграфические единицы; более детальное расчленение плейстоцена базируется на климатостратиграфии, основанной на интерпретации горизонтов лёссов и палеопочв, которые отражают события, отвечающие ледниковым и межледниковым эпохам.

Палеонтологически хорошо охарактеризованы три биостратиграфических уровня, соответствующих позднему плиоцену, раннему и среднему плейстоцену, или, в соответствии с западноевропейской континентальной шкалой, – среднему виллафранку, раннему и позднему галерию.

В Южном Таджикистане самый ранний биостратиграфический уровень представлен в местонахождении Куруксай, где изучена богатая и разнообразная фауна этого возрастного интервала. Здесь представлены *Equus stenonis bactrianus*, *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Megantereon magantereon*, *Homotherium crenatidens*, *Ursus etruscus*, *Archidiskodon* cf. *gromovi*, *Paracamelus praebactrianus*, *Gazella parasinensis* и другие формы. Куруксайский комплекс коррелируется со средневиллафранкской фауной Европы [Биостратиграфия..., 1988]. Согласно палеомагнитным данным, основной фаунистический горизонт Куруксайя располагается в обратномагнитном интервале нижней части эпохи Матуяма, ниже эпизода Олдувей [Пеньков и др., 1976], что позволяет интерпретировать возраст этого биостратиграфического уровня около 2 млн лет.

В северной части Таджикской депрессии сходная с Куруксайской фауна обнаружена в местонахождениях Карамайдан, Зильфи, Обигарм, Тутак. Эта группа точек детально изучалась, и было установлено, что их фауны имеют сравнительно узкий стратиграфический диапазон в пределах среднего виллафранка и хорошо коррелируются с фауной Куруксайя [Додонов и др., 1991].

В Иссыккульской впадине позднеплиоценовая фауна встречена в разрезах Джилгындыкоо и Актерек.

В западной части Ферганской впадины в разрезе Кайраккум со свитой S_2 связаны находки костных остатков *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, которые отвечают архаичной форме южного слона, знаменующего этап развития фауны не моложе ханпровского фаунистического комплекса (устное сообщение И.А.Дуброво).

Согласно палеомагнитным данным (материалы А.Ф.Ерошкина) установлено, что фаунистические находки приурочены к границе зон прямой и обратной полярности, интерпретируемой как инверсия Гаусс–Матуяма [Тетюхин и др., 1980].

Палеоэкологический анализ состава куруксайской фауны позволяет реконструировать палеогеографическую обстановку позднеплиоценового времени. Наиболее характерными элементами сообщества млекопитающих были обитатели сухих открытых пространств. К этим формам относятся представители родов *Ellobius*, *Pachycrocuta*, *Chasmaporthetes*, *Paracamelus*, *Equus*. *Gazella parasinensis* населяла степные пространства, *Protoryx* и *Gazellospira* обитали в кустарниковой саванне, а антилопы рода *Damalops* – в саваннах с густой травянистой растительностью [Биостратиграфия..., 1988; Дмитриева, 1977]. Среди оленей два рода – *Sinomegaceros* и *Eucladoceros* – были связаны с более или менее открытыми ландшафтами, в то время как род *Axis* селился в холмистых залесенных местностях, недалеко от воды. С лесными (род *Libralces*) и, вероятно, заболоченными биотопами (род *Elaphurus*) были связаны места обитания остальных куруксайских оленей [Вислобокова, 1990]. В горных лесах могли обитать медведи и приматы.

Данные по фауне млекопитающих дополняются палинологическими материалами по Куруксайскому костеносному горизонту [Овчинников, Байгузина, 1977; Путеводитель..., 1977]. Выявлен ряд лесных элементов флоры, ныне в Таджикистане не произрастающих: *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus* и др. Значительное место на склонах гор занимала сосна (вероятно, *Pinus longifolia*), произрастающая в настоящее время в Гиндукуше. Присутствие липы, лещины, дуба может указывать на более влажные климатические условия по сравнению с современными. В долинах рек существовала тугайная растительность. На открытых пространствах был развит растительный покров полусаванного типа. Анализ палинологических данных совместно с результатами палеоэкологического изучения фауны показывает, что в позднем плиоцене на рубеже около 2 млн лет была характерна мозаичность палеоландшафтов при хорошо выраженной вертикальной зональности. Горные хребты, покрытые лесом, в состав которого входили сосна, ель, пихта, кедр, дуб, липа, лещина, сменялись равнинными пространствами предгорий, где преобладали открытые пространства типа саванн и полусаванн, а также встречались тугайные и заболоченные участки.

Более молодой биостратиграфический уровень представлен на юге Таджикистана в костеносном горизонте Лахути-2 и в Иссык-Кульской впадине в горизонте Тепке-1. В детально изученном костеносном горизонте Лахути-2 определены: *Ellobius* sp., *Microtus* sp., *Clethrionomys* sp., *Meriones* sp., *Canis* cf. *mosbachensis*, *Xenocyon lycaonoides*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Homotherium* sp., *Panthera gombaszoegensis*, *Archidiskodon* sp., *Equus* aff. *namadicus*, *Sinomegaceros* sp., *Praemegaceros* sp., *Camelus knoblochi* и другие формы. Слои, вмещающие фауну, имеют обратную намагниченность и располагаются в разрезе в нескольких метрах ниже инвер-

сии Матуяма-Брюнес. В подобной геологической ситуации находится фауна млекопитающих в тепкинских слоях в разрезе Тепке. Здесь из обратномагнитных отложений нижней части разреза горы Тепке (местонахождение Тепке-1) известны костные остатки *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Cervus* sp., *Bison* sp., *Pachycrocuta brevirostris*, *Canis* sp. (определения Е.И.Беляевой и М.Н.Мотузко).

Раннеплейстоценовый этап развития фауны Таджикистана можно представить, проанализировав состав сообщества млекопитающих в местонахождении Лахути-2. По составу форм этот комплекс существенно отличается от куруксайского. Здесь так же, как и в Куруксае, присутствуют обитатели лесных и пойменных стадий, однако преобладающая часть форм была связана с открытыми степными ландшафтами. Палинологические данные в лахутинском разрезе (материалы Л.Н.Ершовой [Путеводитель..., 1977]) согласуются с результатами палеоэкологического анализа по фауне млекопитающих. По палинологическим материалам М.М.Пахомова этот же временной срез характеризуется развитием смешанных ландшафтов, сочетавших горные склоны и хвойно-широколиственные леса с предгорными равнинами и лесостепной или степной растительностью [Ранов и др., 1987].

Палеозоогеографический анализ и сравнение фаун Куруксая и Лахути показывает существенные различия. В фауне Лахути-2 преобладают формы, широко распространенные в пределах Палеарктики, наряду с этим присутствуют формы, имеющие только центральноазиатский ареал или распространенные в Западной Палеарктике. Так, например, Лахути-2 является единственной в Евразии точкой, где перекрываются ареалы европейского (род *Praetmegaceros*) и азиатского (род *Sinomegaceros*) большерогих оленей. В целом же фауна Лахути-2 имеет ярко выраженный палеарктический облик. В отличие от фауны Куруксая, где широко представлены средиземноморские элементы, на составе комплекса Лахути-2 в большей степени сказывалось влияние фауны Европейско-Сибирской подобласти. Усиление этого влияния на фауны южных подобластей фиксируется, по данным Э.А.Вангенгейм, уже с позднего виллафранка [Вангенгейм, Певзнер, 1991].

Наиболее молодой опорный биостратиграфический уровень установлен в разрезе Тепке в джиргаланской свите. Здесь на глубине 15 м от кровли разреза в костеносном горизонте Тепке-2 выявлена фауна мелких млекопитающих: *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Clethrionomys* sp., *Microtus* ex gr. *gregaloides*, *Microtus* sp. По заключению В.С.Зажигина, возраст этой фауны – конец раннего – начало среднего плейстоцена. Кроме того, в горизонте с костными остатками грызунов был найден обломок рога *Cervus* cf. *acoronatus* (определение И.А.Вислобовой). Находки *C. acoronatus* не известны в отложениях, более молодых, чем нижний плейстоцен, поэтому можно полагать, что возраст отложений,

вмещающих костеносный горизонт Тепке-2, не моложе нижнего плейстоцена. Другим важным аргументом в пользу раннеплейстоценового возраста вмещающих фауну слоев является находка обломка зуба слона в 6 м ниже горизонта с костными остатками грызунов. Этот обломок зуба, по заключению И.А.Дуброво, вероятнее всего принадлежит к раннеплейстоценовому подвиду *Mammuthus trogontherii trogontherii*.

Согласно палеомагнитным данным, костеносный горизонт Тепке-2 располагается в прямонамагнитном интервале над инверсией Матуяма-Брюнес.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений джиргаланской свиты в разрезе Тепке свидетельствуют об относительно засушливых климатических условиях в период их формирования. Вместе с тем, повышенное содержание и разнообразный состав пыльцы древесных и кустарниковых пород указывает на большую, по сравнению с современной, облесенность горных склонов [Разрез ..., 1971].

Наряду с анализом биотических событий палеогеографическое направление исследований реализуется при изучении абиогенных и биокосных компонентов, к которым относятся горизонты лёссов и ископаемых почв. Необходимо также учитывать характер палеотектонических событий.

В Средней Азии наиболее отчетливо выделяются тектонические фазы на границах раннего и позднего плиоцена, позднего плиоцена и эоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена, а также в позднем плейстоцене [Додонов, 1978, 1986].

Геологические материалы по Северной Индии, Северному Пакистану и Северному Китаю свидетельствуют о сопоставимости фаз тектонической активизации в этих странах с аналогичными фазами в Средней Азии [Лю Дуншэн, 1986; Burbank, Johnson, 1982, 1983; Burbank, Reynolds, 1984; Li Jijun, 1991]. В результате активных тектонических поднятий происходило развитие высокогорного оледенения и расширение перигляциальной зоны в горах. Это создавало условия для формирования в нивальной зоне большого количества пылеватого материала, который затем перемещался флювиальным путем на предгорные равнины, где подвергался дефляции и переносился ветром на склоны и водоразделы предгорий, образуя лёссовые покровы.

Другим источником пылеватого материала были пустыни, окружающие горные сооружения Средней Азии. Мощность лёссовых покровов в предгорьях Памира и Тянь-Шаня колеблется от первых десятков метров до 100–200 м.

Зарождение процессов лёссообразования означало возникновение достаточно сухого и континентального климата. В Средней Азии этому способствовало поднятие горных сооружений и увеличение изоляции предгорных и межгорных впадин от проникновения влажных воздушных масс. Принимая во внимание данные о возрасте древних

лѣссов в Средней Азии, Китае, Северном Пакистане и Кашмирской долине [Додонов, 1986; Liu Tungsheng, 1985; Agrawal et al., 1988; Rendell, 1988], можно видеть определенную связь этапов лѣссообразования и иссушения климата с фазами тектонической активности. Так, самые древние горизонты лѣссов в Средней Азии и Китае фиксируются в позднем плиоцене. Процесс лѣссообразования развивался в эоплейстоцене и достигал еще больших масштабов в плейстоцене, особенно в его терминальной части. В результате расширения области лѣссообразования на рубеже среднего и позднего плейстоцена в число лѣссовых регионов включились Кашмирская долина, Пешаварский бассейн и Потварское плато.

В лѣссовых разрезах Средней Азии в объеме позднего плиоцена и эоплейстоцена выделяется большое число красноцветных, красно-бурых и буроватых почв. Ниже эпизода Олдувей насчитывается до 10 красноцветных и красно-бурых палеопочв. В эоплейстоцене проявлено 25 горизонтов красно-бурых и буроватых почв.

В объеме плейстоцена установлено десять педокомплексов и столько же горизонтов лѣссов. В этом стратиграфическом диапазоне наблюдаются горно-лесные бурые, коричневые и сероземные палеопочвы [Ломов, 1989]. Горно-лесные бурые почвы характерны для 12, 11, 6, 5 и 4 ПК. Светло-коричневые карбонатизированные почвы свойственны 2 и 1 ПК. Региональными реперными горизонтами служат педокомплексы: 10 (750 тыс. лет), 3 (~300), 2 (~200) и 1 (~120 тыс. лет). Их датирование опирается на палеомагнитные и термолуминесцентные данные, а также на результаты корреляции с изотопно-кислородной шкалой (Додонов и др., в печати). Археологические местонахождения, связанные с 12, 11, 6, 5 и 4 ПК, отвечают эпохе галечной культуры домустьерского времени [Додонов, Ранов, 1984].

Наличие в хорошо развитых ископаемых почвах плейстоценового интервала разреза таких признаков, как повышенная оглиненность, выщелоченность и присутствие карбонатных кор, а также ожелезненность (значительное суммарное содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и высокий коэффициент $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) – все это свидетельства интенсивных процессов палеопедогенеза, ассоциирующихся с оптимальными палеотемпературными и влажностными условиями палеосреды. Учитывая эти данные, можно высказать достаточно уверенное суждение о приуроченности фаз интенсивного почвообразования к оптимальным климатическим условиям, коррелируемым межледниковым или интерстадиальным событиям. К подобным же выводам пришли исследователи, изучавшие ископаемые почвы на Лѣссовом плато Северного Китая [Liu Tungsheng, 1985; Liu Tungsheng, Yuan Baoyin, 1987; Guo Zheng Tang, 1990] и в Кашмирской долине [Bronger et al., 1987].

Результаты палинологических исследований по

лѣссово-почвенным покровам (материалы М.М.Пахомова, Л.Н.Ершовой, Л.Л.Байгузиной, Н.С.Болиховской) показывают, что от эоплейстоцена к концу плейстоцена проявлена общая тенденция аридизации палеоклимата и увеличения его континентальности. В ряде изученных разрезов существует определенная индивидуализация палинологических характеристик, например, в 12, 11, 10, 6, 5 и 4 ПК, что выражается в преобладании древесной растительности и некотором снижении роли травянистых растений. Состав древесной растительности свидетельствует о достаточно влажном и мягком климате.

Вместе с тем, отмечается, что палиноспектры палеопочв и лѣссов не всегда четко различимы. Использование только палинологических данных в таких разрезах существенно затрудняет идентификацию палеоклиматических событий.

В итоге анализа всех данных по лѣссово-почвенным разрезам Средней Азии построена условная кривая, отражающая короткопериодные палеоклиматические колебания (см. рис. 79). В целом, эти колебания согласуются с аналогичными палеоклиматическими событиями, реконструируемыми по лѣссовым разрезам Китая [Liu Tungsheng, 1985], ледниково-межледниковым толщам и лѣсам Европы [Величко, 1991; Kukla, 1978], а также изотопно-кислородной кривой [Shackleton, Opdyke, 1976]. Вопрос, касающийся точной корреляции отдельных палеоклиматических событий, зависит от обеспеченности разрезов геохронологическими данными. По лѣссово-почвенным разрезам можно видеть, что за последние 0,75 млн лет число сухих-холодных и влажных-теплых интервалов достигало 20, причем теплые интервалы часто состояли из нескольких оптимумов.

В Южном Таджикистане были изучены палеолитические местонахождения, связанные с ископаемыми почвами [Додонов и др., 1978; Ранов и др., 1987]. Эти находки удревнили возраст палеолита в Средней Азии по крайней мере до 0,8 млн лет. Важно заметить, что до сих пор в лѣссово-почвенных разрезах Средней Азии не встречено скоплений палеолитических находок в самих лѣссовых горизонтах. Это, вероятно, свидетельствует о том, что в эпохи почвообразования существовали оптимальные климатические условия для обитания древнего человека. Во время формирования горизонтов лѣссов растительный и животный мир становились беднее, чем в эпохи почвообразования, ухудшались климатические условия (иссушение, более суровые зимы, частые пыльные бури), что, вероятно, вызывало миграцию древних людей из лѣссовых регионов. Можно полагать, что такие миграции совершались неоднократно.

Вопрос о количественной оценке основных параметров палеоклимата и палеосреды остается очень сложной задачей, для решения которой в Средней Азии предстоит проделать еще значительную работу. Однако, если обратиться к актуа-

Таблица 5. Климатические условия современных ландшафтных областей

Современные ландшафтные области	Н, м	Почвы	Растительность	Т июля, °С	Т января, °С	ΔТ	R, мм
Средняя Азия (Гиссарская долина)	700-1000	Коричневые	Травянисто-эфемерная ксерофитно-редколесная	26-28	0 (-4)	30-32	600-700
Средиземноморье (Атлас)	600-1000	Горные бурые лесные, горные коричневые	Широколиственные леса	25-26	6	20	600-800
Саванна (р-н оз.Чад)	300-400	Красно-бурые	Травянистая саванна	32	24	8	700-1100

листическим моделям современных ландшафтных оболочек [Физико-географический атлас ..., 1964], то можно представить следующую картину сменяемости климатических условий в прошлом. Так, в Африке в районе оз.Чад на абсолютных высотах около 300–400 м на красно-бурых почвах развита травянистая саванна. Среднеиюльские температуры составляют 32°, январские 24°, разница температур (ΔТ) между самым теплым и самым холодным месяцами года всего лишь около 8°С. Среднегодовое количество осадков достигает 1100 мм (табл. 5). Эта актуалистическая ландшафтная модель в значительной степени применима к эпохе позднего плиоцена и большей части эоплейстоцена для предгорьев юга Средней Азии.

Раннему–среднему и началу позднего плейстоцена скорее всего были близки ландшафты современного Средиземноморья. Так, в районе Атласских гор на абсолютных высотах 600–1000 м на горных бурых лесных и горных коричневых почвах развиты широколиственные леса. Средние июльские температуры 25–26°, январские 6°, разница температур между самым теплым и холодным месяцами достигает 20°С, среднегодовое количество осадков около 800 мм. Можно предполагать, что такие ландшафтно-климатические условия существовали в предгорьях юга Средней Азии во время межледниковий плейстоцена, когда формировались мощные педокомплексы, такие, как 10, 7, 6, 5, 4, и 3 ПК. Во время плейстоценовых оледенений понижался температурный режим и уменьшалось количество осадков; вместе с тем, увеличивались контрасты в гидрологическом режиме поверхностного стока за счет сезонного таяния горных ледников.

Современные ландшафты в Гиссарской долине Южного Таджикистана на абсолютных высотах 700–1000 м характеризуются травянисто-эфемерной и ксерофитно-редколесной растительностью, произрастающей на коричневых почвах. Характерна значительная разница температур между самым теплым и самым холодным месяцами года, достигающая 30–32°С (см. табл. 5). Среднегодовое количество осадков колеблется около 600–700 мм.

Таким образом, анализ палеоэкосистем от позднего плиоцена к концу плейстоцена показывает, что в

предгорной зоне Средней Азии изменение климатических условий происходило от более теплых неравномерно увлажненных с относительно слабым колебанием сезонных температур в сторону более прохладного и сухого климата с более контрастным температурным режимом между теплым и холодным сезонами. Важно подчеркнуть, что в плейстоцене понижение температур за счет холодных сезонов давало основной вклад в общее похолодание палеоклимата.

Короткопериодные палеоклиматические колебания, наиболее отчетливо зафиксированные во время плейстоцена и выразившиеся в виде почво- и лёссовобразования, характеризовались экстремальными изменениями в режиме термовлагообеспеченности.

Равнинные территории⁴

Изучение истории развития равнин Средней Азии и Казахстана в четвертичное время затрудняется неполнотой геологической летописи и преобладанием немых грубообломочных толщ, создающих неблагоприятную обстановку для сохранности органических остатков и потому крайне бедных датирующими материалами. Эти же обстоятельства объясняют плохую обеспеченность территории спорово-пыльцевыми данными: помимо того, что пыльца плохо сохраняется в отложениях, обладающих приведенными выше характеристиками, интерпретация спорово-пыльцевых спектров существенно затруднена, как указывала еще Е.А.Мальгина [1961]; большая роль дальнепринесенной пыльцы приводит к тому, что состав спорово-пыльцевых спектров фактически отражает не различия природных условий, а скорее расположение конкретного района по отношению к основным воздушным потокам. Имеются определенные трудности и в интерпретации палеонтологических и археологических данных, особенно при недостатке материала для радиометрического датирования. В результате до сих пор основой расчленения и периодизации четвертичных отложений остается

⁴ Раздел написан И.И.Спасской.

геоморфологический принцип – выделение в основных долинах так называемых “цикловых” террас, соответствующих основным хронологическим этапам, и корреляция с ними вверх по склонам пролювия и склоновых отложений, а вниз по течению – озерных и морских осадков (там, где это возможно). Обычно террасовые циклы сопоставляются со стратиграфической схемой Каспия, причем наиболее древний цикл – “сохский”, или “нанайский”, – отвечает бакинским слоям, а далее “ташкентский”, “голодно-степский”.

Сводная работа “Стратиграфия СССР: Четвертичная система” [1980] выделяет в пределах равнинной части Средней Азии несколько районов (Западно-Туркменская низменность, Каракумы, Устюрт, Приаралье, Кызылкумы, Приташкентский район, Голодная степь, Каршинская степь, а также низкие плато Бадхыз и Карабиль). На территории Казахстана выделяются три района: Тургайско-Тобольский, Центрально-Казахстанский (основную часть которого занимает Казахский мелкосопочник) и Южно-Казахстанский, включающий Восточное Приаралье, Илийскую и Чу-Сарыускую впадины. Ниже основные этапы развития этой территории будут рассмотрены применительно к этим районам.

Эоплейстоцен

История осадконакопления в пределах равнинной Средней Азии тесно связана с историей Каспийского бассейна. Дочетвертичные – ачкагыльские – отложения Каспия обнаруживаются в Западно-Туркменской низменности, на значительной части Каракумов и даже в Приаралье. В эоплейстоцене, однако, морской бассейн значительно сократился, и апшеронские морские отложения лучше всего представлены на Западно-Туркменской низменности, где в них обнаружена характерная морская фауна моллюсков (*Apsheronia propinqua*, *Hurcania intermedia*) и др. В верхней части разреза, в тюркянских слоях, палеомагнитными исследованиями устанавливается инверсия Брюнес–Матуяма. В Каракумах морские эоплейстоценовые осадки мощностью до 50 м с микрофауной устанавливаются на крайнем западе. Восточнее с ними сопоставляется немая песчано-глинистая толща. На большей части Каракумов происходила (вероятно, эпизодически, на что указывает фациальный характер осадков) аккумуляция осадков пра-Амударьи и ее притоков (отложения репетекской и ташакырской свит, частично замещающиеся на западе морскими отложениями с фауной апшеронских остракод). Относительно хорошо охарактеризованы микрофауной эоплейстоценовые осадки – ташакырская свита в Кызылкумах, где они представлены терригенными отложениями изменчивой мощности – от 10 до 250 м. В них найдены довольно скудные ос-

татки млекопитающих – Э.Д.Мамедов [1980] упоминает о находке рогового стержня и позвонка оленя (*Eucladoceros* sp. или *Megaloceros* sp.).

Немые толщи аллювиально-пролювиальных песков вскрыты скважинами в Восточных Кызылкумах и в районе Голодной степи, где они условно выделяются под названием “свиты В”. Вообще, пролювиально-аллювиально-дельтовые осадки накапливались с эоплейстоцена с переменной интенсивностью по всей южной и юго-восточной окраине области, включая Каршинскую степь (ташакырская и яккабайская свиты), плато Бадхыз и Карабиль (тахтинская свита), а также подножия чинков Устюрта. В отдельных впадинах у южной окраины Устюрта (Кумсебшенская, Карашор) описаны озерные глины, пески и алевроиты мощностью до 40 м, содержащие раковины моллюсков; однако их возраст устанавливается предположительно. Озерно-морские отложения мощностью более 500 м вскрыты скважинами в Приаралье; в них установлены остатки харовых водорослей и остракод апшеронского возраста [Стратиграфия СССР: Четвертичная система ..., 1980].

На территории Казахстана к эоплейстоцену относят отложения так называемого хоргосского горизонта, отвечающего по объему апшерону и охарактеризованного хоргосским фаунистическим комплексом (с *Archidiscodon meridionalis*, *Anancus arvernensis*, *Equus stenonis* Cocchi, *Strutio* sp.). В Тургайско-Тобольском районе эоплейстоцен представлен озерно-аллювиальными отложениями так называемой жуншилильской свиты, содержащими остатки фауны млекопитающих хоргосского комплекса.

Плейстоцен

Ранний плейстоцен. На крайнем западе рассматриваемой территории это время представлено морскими отложениями, наиболее полный разрез которых описан в пределах Западно-Туркменской низменности (бакинские и урунджинские слои с фауной *Didacna parvula*, *D. catillus*, *D. eulachia*). Восточнее они сменяются немymi озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями каракумской свиты (нижняя подсвита) мощностью 100–250 м; раннеплейстоценовый возраст их обосновывается тем, что перекрывающая их верхняя подсвита замещается к западу хазарскими морскими осадками. На востоке низменных Каракумов и в Кызылкумах рассматриваемому интервалу соответствует кызылкумская свита, подробно изучавшаяся Э.Д.Мамедовым [1980]. Ее отличительными чертами являются большая мощность (до 70 и даже 130 м) и преимущественно песчаный состав, в общем сходный на всей площади распространения. В Юго-Восточных Каракумах с отложениями кызылкумской свиты коррелируются отложения древних

дельта североафганских рек (пески с прослоями глин), а в предгорьях Копетдага – пролювиальные шлейфы саркисьябской свиты. В Кумсебшенской и Карашорской впадинах у подножия Устюрта выделяются озерные отложения мощностью от 2 до 25 м с раковинами *Didacna* ex gr. *parvula*, *Dreissena* sp. Условно к раннему плейстоцену относят также аллювиально-пролювиальные отложения на высоких террасах, в долинах и некоторых бессточных впадинах, однако это нельзя считать сколько-нибудь надежно обоснованным. В Приаралье к раннему плейстоцену относят озерные, преимущественно глинистые отложения нижней подсвиты лавакской свиты [Стратиграфия СССР: Четвертичная система ..., 1980], вскрытые скважинами в низовьях Амударьи и содержащие бакинскую фауну остракод.

Ландшафтно-климатические условия раннего плейстоцена на территории равнинной Средней Азии изучены недостаточно. Содержание ископаемой пыльцы в отложениях незначительно, и палинологические исследования дают лишь самое общее представление о безлесном открытом ландшафте с сухолюбивой травянистой растительностью. Однако более подробные исследования Е.А.Мальгиной [1961] установили чередование в разрезе рыхлой толщи Балханского коридора (Западная Туркмения) горизонтов с ярко выраженным преобладанием ксерофитов (до 80%) и горизонтов, содержащих значительную долю пыльцы древесных растений. Однако спектры, близкие по составу к современным и указывающие на господство пустынных климатических группировок, устанавливаются уже в верхнеапшеронских отложениях [Мальгина, 1961; Иванова, 1972].

Об относительно влажном климате свидетельствует присутствие ископаемых почв в разрезе Кулдук в горах Букантау (Кызылкумы), изученном Э.Д.Мамедовым и С.Г.Батулиным [Батулин, Мамедов, 1982]. По мнению исследователей, наличие в основании разреза погребенной почвы с характерной ореховато-столбчатой отдельностью и омарганцеванием свидетельствует о сравнительно слабо минерализованных гидрокарбонатных водах и, вероятно, о слабо восстановительной обстановке, т. е. о меньшей засушливости климата в начале плейстоцена. Об этом же свидетельствуют реликты луговых карбонатных почв в виде карбонатно-глазковых горизонтов. В завершающую фазу накопления этих отложений климат, вероятно, стал более засушливым, на что указывает загипсованность осадков и снижение показателей окатанности. По мнению Э.Д.Мамедова, кызылкумское время завершилось значительным ослаблением деятельности водотоков и активизацией процессов коррозии и дефляции, приведших к возникновению на аккумулятивной поверхности крупных замкнутых котловин.

На территории Казахстана отложения раннего плейстоцена выделяются под названием кошкурганского горизонта, объединяющего лёссовидные

суглинки верхней части жуншиликской свиты Тургайско-Тобольского района, древние аллювиальные осадки Центрального Казахстана (бассейны рек Нура и Кулан-Утпес), котурбулакскую и кошкурганскую свиты Южного Казахстана. Выделение этих горизонтов производится по наличию “кошкурганской” фауны млекопитающих, включающей из крупных млекопитающих *Archidiscodon wusti*, *Palaeoloxodon* sp., *Equus caballus*, *Asiinus hindruntinus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Paracamelus gigas* и др. Этот комплекс сопоставляется с тираспольским Восточной Европы [Стратиграфия СССР: Четвертичная система ..., 1980].

В ряде случаев отнесение носит условный характер, как, например, с озерно-аллювиальными отложениями Балхашской и Алакольской впадин, не охарактеризованными биостратиграфически.

Скудость палеонтологических данных не дает возможности реконструировать сколько-нибудь детально палеоландшафтные условия. По мнению некоторых исследователей, можно говорить о двух этапах осадконакопления, более ранний из которых характеризовался более теплыми и влажными условиями (к нему относится накопление мощной толщи гравийно-галечникового аллювия в погребенных долинах Центрального Казахстана), а второй, к которому относится накопление лёссовых отложений, характеризовался более прохладными и сухими условиями и соответствовал раннеплейстоценовому оледенению в горах.

Средний плейстоцен. Этот интервал относится к числу наименее изученных и наименее охарактеризованных осадками. Относительно твердо устанавливается присутствие нижнехазарских морских отложений у подножия западных чинков Устюрта и в Западно-Туркменской низменности, где П.В.Федоров описал фауну моллюсков *Didacna subpyramidata* Prav., *D. nalivkini* Wass. Более или менее обоснованным можно считать и выделение среднего плейстоцена в Приаралье, где к нему относятся глинистые озерные осадки верхней подсвиты лавакской свиты, заполняющей отрицательные формы дочетвертичного рельефа и содержащей фауну остракод бакинско-хазарского возраста (*Cythereis* aff. *variabile tuberculata*, *C. cellula*, *Cyprideis littoralis*).

В Каракумах среднеплейстоценовыми считаются песчаные отложения верхней подсвиты каракумской свиты. Хотя граница с подстилающей нижней подсвитой достаточно условна, возраст верхней части более надежно обосновывается находками остатков слона *Hesperoloxodon turkmenicus* Dubrovo, относящегося ко второй половине среднего плейстоцена. На юге и юго-востоке Каракумов к среднему плейстоцену предположительно относятся отложения верхних частей аллювиально-дельтовых комплексов – дельты Теджена, Мургаба, Зеравшана, входящих в состав кызылкумской свиты и верхней части черкезлинской свиты.

На восточной периферии района традиционно

отнесение к среднему плейстоцену лёссов и пролювиальных отложений ташкентского комплекса. В предгорьях и внутренней части Копетдага к этому интервалу относится яблоновский комплекс, представленный отложениями высоких цокольных террас, которые расположены гипсометрически ниже раннеплейстоценового уровня. На западе им синхронны пески Мешедской дельты пра-Атрека, перекрывающиеся хвалынскими отложениями, что позволяет считать их по крайней мере допозднечетвертичными. В качестве обоснования возраста приводятся археологические находки орудий ашельмустьерского возраста [Лузгин, Ранов, 1966].

Однако отсутствие радиометрических датировок, залегание большей части находок на поверхности, а не в толще отложений, а также неопределенность хронологических рамок мустье в Средней Азии не позволяют считать эту хронологию окончательной.

Имеющиеся данные указывают на достаточно активную аккумуляцию аллювия на большей части Каракумов. Согласно реконструкции Б.А.Федоровича [Равнины и горы..., 1975], в начале среднего плейстоцена пра-Амударья продолжала протекать по низменным Каракумам. Ее дельта располагалась в приузбойской части Каракумов, где обнаружены в ископаемом состоянии пресноводные моллюски *Unio*, *Anodonta*, *Corbicula fluminalis*, которые и теперь живут в протоках дельты Амударьи. На значительную водность реки указывают крупнозернистые хорошо сортированные пески. Мургаб в это время образовал обширную дельту на уровне третьей террасы; в ее отложениях отмечено присутствие многочисленных моллюсков *Planorbis*. На западе эта дельта сливалась с дельтой Теджена. В низовьях Зеравшана продолжал существовать озерный бассейн (отмечавшийся там еще в раннем плейстоцене), где в течение всего этого времени обитала *Dreissena polymorpha*.

В целом, на территории равнинной Средней Азии поиск отложений среднечетвертичного возраста довольно труден. В особенности это относится к районам Устюрта и Кызылкумов, где преобладает денудационный рельеф. Некоторые возможности в этом отношении представляют бессточные впадины, во многих из которых имеются террасы. Подробно проблемы формирования и развития этих впадин рассмотрены Э.Д.Мамедовым [1980 и др.]. Их заложение он связывает с аридизацией в середине раннего плейстоцена, когда активизировались процессы ветровой эрозии, создавшие ряд крупных впадин в Кызылкумах (Мынбулакская, Кулкудукская, Фякагытминская и др.) и у подножия Устюрта (Карынжарыкская, Кумсебшенская и др.). К началу среднего плейстоцена глубина этих впадин достигла 60–70 м. Дальнейшее их развитие, видимо, было прерывистым, о чем свидетельствуют террасы, четко выраженные во многих впадинах. Один из таких перерывов мог быть связан с некоторым увлажнением в начале среднего плей-

стоцена. О фазе увлажнения может свидетельствовать карбонатный цемент и реликты карбонатных луговых почв в отложениях джетысайской свиты [Мамедов, 1980], образующей покров на поверхности второй 30–40-метровой террасы во впадинах Кызылкумов. Карбонатный состав цемента указывает на относительно слабую минерализацию грунтовых вод. В некоторых впадинах могли существовать небольшие озера (судя по находкам в Мынбулакской впадине раковин). К этому же времени относятся признаки несколько увлажненного климата и в других районах Средней Азии и Казахстана [Мамедов, 1980]: обильный сток Амударьи (см. выше) и развитие оползневых процессов на чинках Устюрта; увеличение содержания пылицы древесных в нижнехазарских отложениях Западной Туркмении [Мальгина, 1961]; присутствие остатков лесного слона [Дуброво, 1960].

На территории Казахстана начало среднего плейстоцена ознаменовалось врезанием эрозионной сети (под влиянием тектонической активизации) и некоторой её перестройкой, в результате которой речная сеть приобрела свою современную конфигурацию. Отложения этого интервала плейстоцена приурочены в основном к верхним (IV–III) террасам современных долин. Для Тургайско-Тобольского района это так называемый есильский аллювий (аллювий IV надпойменной террасы), довольно широко распространенный в пределах Тургайской ложбины; к нему относится единичная находка среднеплейстоценового *Elasmotherium sibiricum* и комплекса моллюсков, свидетельствующего об умеренно прохладном климате, близком к современному, причем в верхней части разреза проявляется тенденция к похолоданию. В спорово-пыльцевых спектрах нижних горизонтов отмечено присутствие значительного количества древесных таксонов, а также травянистых, указывающих на довольно влажный климат. Существенно иные условия реконструируются для вышележащих сарбайских отложений, перекрывающих есильский аллювий. Спорово-пыльцевые комплексы здесь однозначно указывают на существование открытых степных пространств с преобладанием полыней и маревых.

В Центральном Казахстане выделение среднеплейстоценовых отложений в значительной мере условно (аллювий III террасы со степными ксерофитными спектрами).

Независимым индикатором сильного похолодания во второй половине среднего плейстоцена является присутствие криогенного горизонта (полигонально-трещинные образования – псевдоморфы по ледяным жилам), которые Б.Ж.Аубекеров [1990] довольно уверенно датирует средним плейстоценом. Интересно присутствие также форм аридного растрескивания, отмеченных тем же автором, хотя хронологическое соотношение их и криогенного горизонта не совсем ясно. Однако аридизация климата во второй половине среднего плейстоцена

отчетливо прослеживается по появлению перевеваемых песков – продукта переработки нижнеплейстоценового аллювия.

Палеогеографическая обстановка в южной части равнин Центральной Азии в позднем плиоцене, раннем и среднем плейстоцене показана на рис. 80.

Поздний плейстоцен. Этот интервал, особенно в своей заключительной части, относительно хорошо представлен на равнинах Средней Азии и, соответственно, лучше изучен (см., например, соответствующий раздел в 1-ом выпуске атласомонографии “Развитие ландшафтов и климата...”, [1993]).

Однако уже упоминавшаяся скудость органических остатков и других материалов, пригодных для радиометрического датирования, затрудняет палеогеографические реконструкции для этой эпохи.

Наиболее надежно выделение позднеплейстоценовых серий по периферии региона. Например, на востоке, у подножия горного обрамления, к позднему плейстоцену уверенно относятся верхние горизонты лёссовых разрезов с педокомплексами 1, 2, 3; по мнению ряда авторов, двум наиболее молодым педокомплексам соответствуют эпизоды обратной намагниченности Лашамп и Гетенбург. К этому же интервалу в восточной части региона относится так называемый голодностепский комплекс аллювиальных и пролювиальных образований, образующий III надпойменную и более низкие террасы (их высота в предгорьях достигает 15–20 м); аллювий представлен галечниками и песками, причем с удалением от предгорий состав становится все более тонким. В голодностепской террасе арыка Бозсу близ Ташкента, по данным Г.Ф.Тетюхина [1960] обнаружены каменные орудия позднего палеолита и кости лошади *Equus hemionus* Pall., для которых получена радиоуглеродная датировка около 36 тыс. лет назад.

На юго-востоке региона, в бассейнах Кашкадарьи и Зеравшана, к позднему плейстоцену относятся отложения суйкатинской свиты, слагающей III террасу рек и пролювиальные шлейфы; они датируются по находкам позднемустье-ских и позднепалеолитических орудий (Самаркандская стоянка).

На обширных пространствах Кызылкумов осадконакопление проявлялось незначительно. В Центральных Кызылкумах поздним плейстоценом датируется кулкудукская свита [Виноградов, Мамедов, 1975], содержащая плохосортированные обломочные отложения, залегающие на террасах бессточных впадин (высотой 10–20 м над днищем). В разрезе этих отложений нижняя пачка представлена мелкогалечным конгломератом с карбонатным цементом, интенсивно огипсованным, а верхняя – слоем песка или супеси с признаками почвообразования, а местами даже со всеми генетическими горизонтами серо-бурых почв. Э.Д.Мамедов [Виноградов, Мамедов, 1975; Мамедов, 1980] связывает этот эпизод с некоторым увлажнением в середине позднего плейстоцена, когда в Кызылкумы

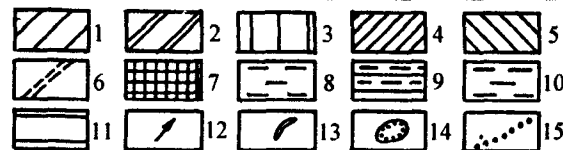
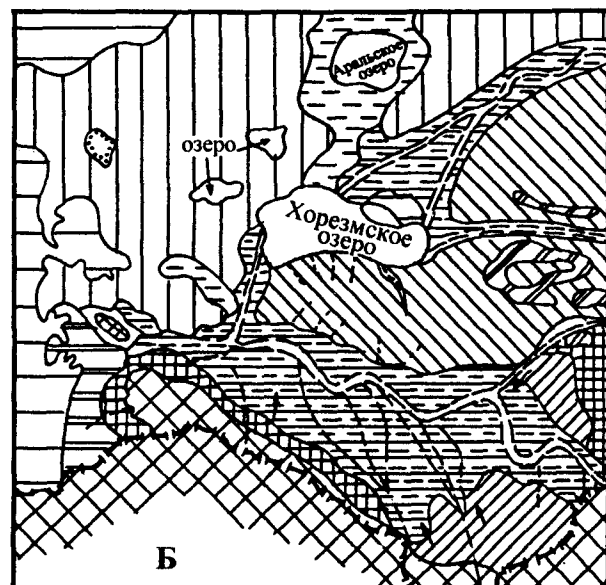
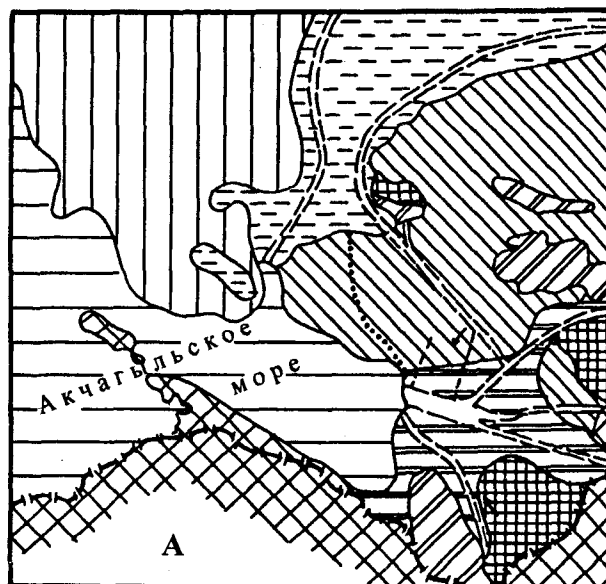


Рис. 80. Палеогеографические карто-схемы южной части равнин Средней Азии, этапы: А – позднеплиоценовый, Б – раннесреднеплейстоценовый (по: [Горелов и др., 1989])

1 – горные области, подвергавшиеся размыву; 2 – крупные глубоко расчлененные возвышенности; 3 – плато; 4 – высокие эрозионно-денудационные равнины; 5 – низкие денудационные равнины, слабо расчлененные; 6 – предполагаемые и установленные русла рек; 7 – аллювиально-пролювиальные равнины; 8 – равнины аллювиальные; 9 – равнины аллювиально-дельтовые; 10 – равнины озерные; 11 – затопляемые морские равнины; 12 – общее направление сноса обломочного материала; 13 – формы золотой аккумуляции; 14 – денудационные впадины; 15 – границы предполагаемого распространения акчагыльского морского бассейна

проникает человек (как можно предполагать по находкам мустьерских орудий в Аякагитминской впадине). Условно поздним плейстоценом датируются и низкие террасы в бессточных впадинах у подножия южных чинков Устюрта (Карынжарык, Жазгурлы).

Осадконакопление в западной части района связывается в основном с трансгрессиями Каспия, наиболее полно задокументированными на Западно-Туркменской низменности, где традиционно выделяются верхнехазарские морские слои с *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, нижнехвалынские морские слои с *Didacna cristata*, *D. ebersini*, *D. zhukovi*, а также верхнехвалынские с *Didacna praetrigonoides*.

С менявшимся уровнем Каспия связана и аккумуляция дельт Атрека, образующих сложно построенную Мисрианскую равнину, на отметках ниже среднелепистоценовой Машадской дельты [Кесь и др., 1980].

На большей части Каракумов, куда не проникали трансгрессии Каспия, после того, как Амударья изменила свое течение, повернув на север, аккумуляция проявлялась лишь локально, в области дельт рек Теджен и Мургаб, в основном же преобладало перевеивание накопившихся ранее отложений каракумской свиты.

На территории Центрального Казахстана к началу позднего плейстоцена с большей или меньшей степенью обоснованности можно отнести нижнюю часть аллювия II надпойменной террасы. По свидетельству В.К.Шкатовой [Стратиграфия СССР: Четвертичная система..., 1982], нижняя часть аллювия этой террасы формировалась в относительно теплых условиях, что доказывается сильным ожелезнением, присутствием железомарганцевых конкреций, а также составом спорово-пыльцевых спектров, указывающим на ландшафты лесостепного типа. Подобную же картину дают проанализированные Л.Н.Чупиной [1974] разрезы аллювия р.Ишим и рек Кокчетавской возвышенности. Во всех них описаны спектры разнотравно-злаковых степей в сочетании с островными лесами из березы и сосны. Эти отложения предположительно сопоставляются с межледниковьем начала позднего плейстоцена. Вверх по разрезу обычно отмечается изменение спектров пыльцы, свидетельствующее о похолодании – выпадение древесных пород и возрастание роли полыней и маревых.

Верхняя часть разреза II террасы представлена перигляциальным аллювием, существенно облёсствованным в верхней части. Холодные условия его накопления подтверждаются присутствием мерзлотных деформаций [Аубекеров, 1990], присутствием криотермных видов моллюсков и составом пыльцевых спектров. Подобное строение аллювия этой террасы характерно для всего Центрального и Северного Казахстана. Предполагается, что верхний горизонт аллювия формировался в первое похолодание позднего плейстоцена (зырянский горизонт).

Более низкая I надпойменная терраса в большинстве долин Северного и Центрального Казахстана также имеет двучленное строение аллювия; эпоха ее формирования предположительно соответствует середине и концу позднего плейстоцена. К середине его – относительно более теплomu интервалу – относится, например, нижняя часть разреза надпойменной террасы р.Ишим [Нурмамбетов и др., 1989]. Этот горизонт, наряду с остатками палеолитической фауны млекопитающих с мамонтом позднего типа содержит спектры, указывающие на разнотравную степь с островными лесами. Вверх по разрезу наблюдается обеднение состава, а затем и полное исчезновение древесных пород, свидетельствующее об увеличении сухости климата и, вероятно, о снижении температур. Последнее подтверждается присутствием криогенных образований в виде систем полигональных псевдоморфоз по жильным льдам размерами 0,5–1 м в ширину и 2,5–3,5 м по вертикали. Размер полигонов составляет 5–10 м. Пространственное расположение псевдоморфоз позволяет реконструировать положение криолитозоны в наиболее холодный этап позднего плейстоцена; граница ее проходит от южной оконечности Мугоджар, пересекая Тургайский прогиб, через горы Улутау к хребту Каратау. При сравнении ископаемых полигональных структур позднего плейстоцена с аналогичными структурами, датируемыми средним плейстоценом, обращают на себя внимание более крупные размеры последних – ширина жил до 2, высота – до 5 м, размер полигонов – до 20 м [Аубекеров, 1990]. Возможно, это объясняется большей сухостью позднелепистоценового холодного этапа.

В целом, климатические условия второй половины позднего плейстоцена на территории Казахстана следует рассматривать как экстремально аридные, криоконтинентальные [Развитие ландшафтов и климата..., 1993]. Этап 20–18 тыс. лет назад характеризовался широким развитием процесса опустынивания.

Позднеледниковье и голоцен⁵

Казахстан

Для восстановления природных условий эпохи последнего оледенения и позднеледниковья в Казахстане представляют интерес результаты исследования и датирования позднепалеолитических стоянок. Возраст стоянок позднего палеолита определяется эпохой максимума последнего оледенения и позднеледниковьем [Нурмамбетов и др., 1989]. Кости мамонта из озерно-аллювиальных отложений в долине Камышловский Лог близ с. Успенка датированы 23670±410 л. н. (КИГН-397а).

⁵ Раздел написан К.В.Кременецким, В.А.Климановым.

Две датировки по костям мамонта получены для открытой стоянки Батпак: 24650 ± 305 л.н. (СОАН-2712) и 12570 ± 400 л.н. (КИГН-199). В составе фауны стоянок позднего палеолита Казахстана господствуют лошадь и бизон. Фаунистический комплекс местонахождений Казахского мелкосопочника и юга Алтая характеризуется представителями лесной фауны (лось, благородный олень, марал, барсук). Состав фауны указывает, что в Казахском мелкосопочнике и на Алтае во время последнего оледенения сохранялись участки лесной растительности.

Различия природных условий между окраиной Западно-Сибирской низменности, с одной стороны, и Казахским мелкосопочником и югом Алтая – с другой, подтверждаются результатами палинологических исследований. В довольно бедных спорово-пыльцевых спектрах из позднепалеолитического слоя стоянки Актас определена пыльца ивы, березы, сосны, карликовой березки. На севере Казахского мелкосопочника, в разрезе террасовых отложений р.Бабык-Бурлук у с.Верхний Бурлук ($52^{\circ}49'$ с.ш., $68^{\circ}19'$ в.д.) в слое, содержащем кости фауны позднепалеолитического комплекса, выявлены палиноспектры с участием пыльцы ели, лиственницы, сосны и березы [Нурмамбетов и др., 1989].

Наиболее полная картина истории изменений растительности и климата на южной окраине Западно-Сибирской низменности за последние 13000 лет предстает при рассмотрении разреза озерно-болотных отложений Озерки в долине Иртыша ($50^{\circ}25'$ с.ш., $80^{\circ}28'$ в.д.) [Кременецкий и др., 1994]. Около 13000 лет назад в Семипалатинском Прииртышье были распространены сухие степи и полупустыни. В долине реки встречались березовые редколесья, а на склонах южной экспозиции изредка встречались ель, кедр сибирский. На незакрепленных склонах росла облепиха. Между 12000 и 9500 лет назад произошло некоторое смягчение природно-климатической обстановки. В травяном покрове на водоразделах и в долине Иртыша господствовали злаково-полынные сухостепные сообщества. В долине Иртыша появились разреженные еловые редколесья с участием лиственницы, сосны, сибирского кедра, березы. Хвойные насаждения исчезли из Семипалатинского Прииртышья после 9500 лет назад. На фоне сухих степей сохранились небольшие березовые колки и заросли ивы в местах с повышенным увлажнением. Вдоль берегов древнестаричного озера появились заросли тростника и стрелолиста.

В первой половине атлантики состояние растительного покрова и климатические условия были сходны с теми, что были характерны для бореального периода голоцена. Преобладала сухостепная растительность. В пойме Иртыша и на III надпойменной песчаной террасе росли березово-осиновые колки. В подлеске колков, по-видимому, как и в настоящее время, рос шиповник и другие кустарники. Около 6300–6200 лет назад сосна дос-

тигла в своем распространении Семипалатинского Прииртышья и появилась в составе лесов на песчаной III надпойменной террасе Иртыша. Там же росли и березовые колки. Во второй половине атлантики (после 6000 лет назад) в составе лесов Семипалатинского Прииртышья появился вяз, входивший в виде примеси во второй ярус древостоя. По берегам реки и болот росли заросли ивы. I и II надпойменные террасы Иртыша, а также некоторые участки на III надпойменной террасе были заняты полынно-злаковыми степями. Состав растительного покрова указывает на благоприятные климатические условия второй половины атлантики. Слои конца атлантического и начала суббореального периода (5500–4000 лет назад) в разрезе отсутствуют. Уже около 5500 лет назад произошло значительное распространение монодоминантных сосновых боров в Семипалатинском Прииртышье и, начиная с этого времени, общая структура растительного покрова Семипалатинского Прииртышья приобрела современный облик.

В наиболее возвышенной юго-восточной части Казахского мелкосопочника, в Каркаралинском горном массиве, был изучен разрез донных отложений пресного озера Пашенное ($49^{\circ}22'$ с.ш., $75^{\circ}24'$ в.д.) [Кременецкий и др., 1994; Тарасов, Кременецкий, 1995]. Радиоуглеродное датирование дало представление о возрасте верхней части толщи озерных отложений за последние 8000 лет. На рубеже позднеледникового и голоцена (поздний дриас и пребореал) в Каркаралинском массиве господствовали открытые ландшафты сухих злаково-полынных и полынных степей. В наиболее увлажненных местах Каркаралинского массива в межгорных котловинах росли небольшие лески из ели, кедра сибирского, сосны, с шиповником и жимолостью в подлеске, с черной ольхой во влажных местообитаниях. На открытых незадернованных склонах росла облепиха. В бореальном периоде в Каркаралинском массиве, как и ранее, были распространены злаково-полынные и полынные сухие степи. По берегам озер и ручьев росли небольшие леса из ивы и березы.

В первой половине атлантики лесная растительность в Каркаралинском массиве была представлена березовыми колками. Вскоре после появления сосны в Семипалатинском Прииртышье, очевидно, между 6000 и 5500 лет назад, сосна появляется и в Каркаралинском массиве, не образуя, однако, монодоминантных боров. Тогда же отмечалось максимальное распространение черноольшанников. Изменения в составе растительного покрова указывают на уменьшение континентальности климата во второй половине атлантического периода голоцена. С благоприятными условиями второй половины атлантики можно связать и то обстоятельство, что сосна в это время достигла южной границы своего современного ареала в Казахстане. Общее строение растительного покрова Каркаралинского массива в суббореале – нача-

ле субатлантики было таким же, как и в атлантическом периоде голоцена. Только около 1500 лет назад монодоминантные сосновые боры широко распространились по Каркаралинскому массиву, в том числе и в межгорной котловине в окрестностях оз. Пашенное.

Достаточно подробно изучены отложения озер и болот в Боровском гранитном массиве на юге Кокчетавской области Казахстана [Кременецкий, Тарасов, 1994; Давыдова и др., 1995]. Этапу распространения сосновых боров предшествовал этап господства березовых колков. По имеющимся данным, сосна распространилась в Боровском массиве около 7000 лет назад. Данные подробно датированной колонки донных отложений озера Карасье [Кременецкий, Тарасов, 1994] показывают, что монодоминантные сосновые леса господствуют на гранитных сопках с 5300–5200 лет назад.

В замкнутой котловине на междуречье рек Тобол и Убаган в Боровском районе Кустанайской области было изучено болото Моховое (53°46' с.ш., 64°15' в.д.) – самый мощный торфяник Северного Казахстана [Кременецкий и др., 1994].

Осадконакопление в озерной котловине началось около 6000 лет назад. Палинологические данные указывают на распространение во второй половине атлантического периода лесостепи со злаковыми степями и березово-осиновыми колками. Рядом с озером росла черная ольха, что указывает на хорошие условия обводнения озерной котловины. Сосна росла на песчаных отложениях, слагающих с поверхности террасы р.Тобол, но не формировала сплошных монодоминантных боров, а росла вместе с березой. Причина этого заключалась в том, что сосна проникла в верховья Тобола с севера, по-видимому, между 6500–6000 лет назад. В течение длительного времени, судя по спорово-пыльцевой диаграмме болота Моховое, вплоть до субатлантического периода голоцена, сосна не могла вытеснить березу из лесов на песчаных террасах р.Тобол.

Имеющиеся радиоуглеродные датировки указывают на очень медленную скорость осадконакопления в озере. Отсутствуют слои большей части суббореального периода, что может быть объяснено неблагоприятными климатическими условиями – увеличением сухости и континентальности климата в суббореале. Только около 2900–2800 лет назад с улучшением общей увлажненности территории и уменьшением континентальности климата произошло заболачивание озерной котловины. Общая структура растительного покрова в конце суббореального периода в Тобол-Ишимском междуречье была сходна с таковой второй половины атлантики. Следует отметить присутствие в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы широколиственных пород – липы, дуба, ильмовых. Оно служит указанием на то, что во влажную фазу конца суббореала широколиственные деревья входили в состав лесов Притоболья.

Около 1900–1600 лет назад континентальность климата уменьшилась, началось распространение монодоминантных сосновых боров на песчаных террасах рек Тобол и Убаган, существующих и по настоящее время. В состав лесов в виде примеси входили широколиственные породы. Вскоре после 1500 лет назад широколиственные породы исчезли из Тобол-Ишимского междуречья и растительный покров принял современный облик. Сосновые боры на террасах рек Тобол и Убаган, как и, по-видимому, Наурзумский бор, имеют субатлантический возраст. Выявляется достаточно сложная история островных сосновых боров Казахстана и большая мобильность южной границы ареала сосны на юге Западно-Сибирской низменности и в Казахском мелкосопочнике.

По всем выше названным разрезам были проведены палеоклиматические реконструкции. Так как разрезы имеют разную изученность и охватывают разные возрастные интервалы, для воссоздания целостной картины изменения климата на протяжении голоцена были построены средние палеоклиматические кривые для степной зоны Казахстана (рис. 81), которые наглядно отражают количественные изменения климата [Климанов и др., 1994]. Поэтому рассмотрим только возрастные характеристики экстремумов потеплений и похолоданий.

В предбореале отмечаются одно потепление и одно похолодание, которое имеет дату 9280 ± 380 л.н. Бореальное время характеризуется двумя потеплениями и двумя похолоданиями. В начале атлантического периода было два потепления: 7740 ± 235 и 7630 ± 290 лет назад. Последующие похолодания датируются 7360 ± 225 и 7210 ± 150 лет назад. В середине атлантики было похолодание, как и на всей территории Северной Евразии, – около 6400 л.н. В конце атлантики фиксируется 4 потепления, разделенные похолоданиями. Похолодание после первого потепления имеет дату 5810 ± 230 л.н. Второе похолодание после максимума потепления было 5280 ± 120 л.н. Последнее потепление атлантического периода было 4610 ± 220 л.н. На протяжении суббореального периода было 3 потепления. Первое отмечается 3920 ± 160 л.н. Следующее за ним похолодание было 3590 ± 250 л.н. Второе потепление имеет дату 3485 ± 110 л.н. Это потепление, судя по летним температурам, было меньше, чем предыдущее. Третье похолодание фиксируется датировками 3250 ± 260 и 3150 ± 210 лет назад. Последнее потепление в своем начале имеет дату 2760 ± 130 л.н. Субатлантический период представлен менее детально. Здесь фиксируются похолодание в начале субатлантического периода, имеющего датировку в конце похолодания 2260 ± 170 л.н., последующее потепление 1750 ± 310 л.н., похолодание 1470 ± 60 л.н., потепление с датировкой в его начале 1090 ± 90 , начало малого ледникового периода 750 ± 110 л.н.

Таким образом, в степной зоне Казахстана в голоцене происходили неоднократные изменения

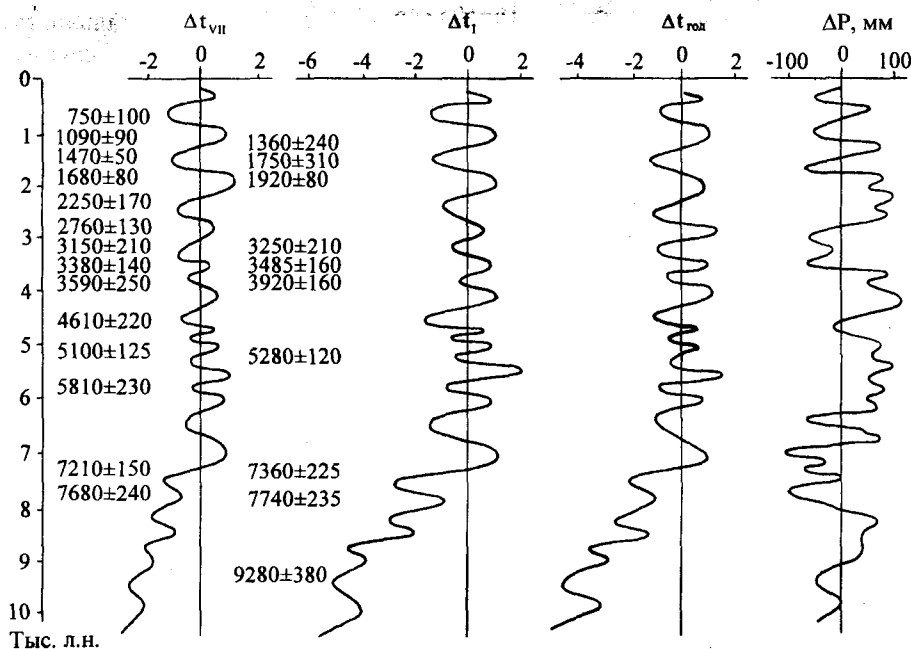


Рис. 81. Динамика климатических условий на севере Казахстана в голоцене – в отклонениях от современных значений (составил В.А.Климанов)

климата. По температурам наблюдается тренд потепления от начала голоцена к концу атлантического периода, после чего какого-либо тренда выявить нельзя – температуры колеблются около современных значений в пределах $2-3^{\circ}\text{C}$. Изменение осадков неоднозначно соответствует изменению температур, так, в начале голоцена в потепления было увеличение количества осадков. В его средней части в целом отмечается несовпадение пиков на кривой осадков и на температурных кривых. В конце голоцена в фазы потепления происходило уменьшение осадков, а в фазы похолодания – увеличение. Такое соотношение температур и осадков в разные периоды голоцена связано с особенностями перестройки циркуляции атмосферы.

Пустыни Средней Азии

Данные по пустыням Средней Азии скудны и отрывочны. Основными источниками информации являются данные археологии и результаты исследования колебаний уровней крупных озер. В бассейне Амударьи и Аральского моря археологами обнаружено большое количество неолитических стоянок первобытного человека, приуроченных к берегам рек и озер. Этап наибольшего распространения стоянок неолитических охотников, рыболовов, а позднее и скотоводов получил наименование “лявляканского плювиала” по имени одной из стоянок в районе Лявляканских озер в окрестностях Самарканда (Узбекистан), датированной по радиоуглероду 6630 ± 100 л.н. (ГИН-915) и 6590 ± 100 л.н. (ГИН-916) [Мамедов, Батулин, 1977]. Учитывая неразработанность радиоуглеродной хронологии неолитических культур Средней Азии, мож-

но сопоставить лявляканский плювиал со временем около 6500–4500 лет назад. Тогда климат равнин в бассейне Аральского моря был менее аридным, чем современный.

Датировки морских террас на северном и западном берегах Аральского моря показывают, что около 11700–10700 лет назад уровень моря был выше современного (до 1960 г.) [Пшенин и др., 1984]. С позднеледниковьем и ранним голоценом И.Г.Вейнбергс и В.Я.Стелле [1980] связывают фазу глубокой регрессии и сильной минерализации вод Аральского моря. Очевидно, что она имела место после 10700 лет назад и была связана главным образом с тем, что сток Амударьи шел через Сарыкамыш и Узбой в Каспийское море. Впрочем, в настоящее время отсутствуют данные, которые позволили бы установить абсолютные временные рамки палеогеографических событий начала голоцена.

По-видимому, между 5500 и 5000 лет назад произошло увеличение площади и уменьшение солёности Аральского моря. Через систему река Узбой – озеро Сарыкамыш в Арал около 5000–4900 лет назад проник моллюск *Cardium edule*. Осадки с *Cardium edule* подстилаются толщей немых глин и песков, которые предположительно относятся к континентальным [Маев и др., 1983]. Можно полагать, что со второй половины атлантического периода голоцена Аральское море существует в близком к современному виде. Несколько более полные сведения имеются о колебаниях обводнённости бассейна Аральского моря за последние 5000 лет. Верхние слои новоаральской генерации береговых валов датированы по моллюскам 2860 ± 80 л.н. (Т1п-104) [Вейнбергс, Стелле, 1980]. Эта дата отражает время завершения трансгрессивной фазы Арала.

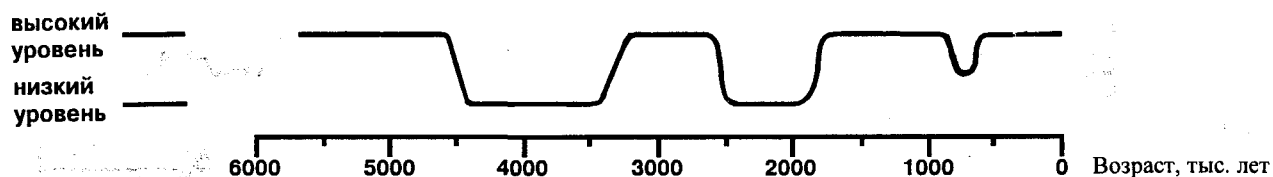


Рис. 82. Кривая колебания уровня оз. Балхаш в голоцене (по: [Хрусталеv, Черноусов, 1992])

Аральское море

Фаза трансгрессии Сарыкамышского озера (42° с.ш., $57^{\circ}35'$ в.д.) имела место около 2500–2100 лет назад [Дренова, 1985]. Сток Амударьи через Сарыкамышское озеро по р. Узбой в Каспийское море возобновлялся и позднее. Датировки торфяника в 75 км восточнее г.Красноводска в днище Балханского сора показали, что около 1100–800 лет назад сток происходил по Узбою и днище сора было залито водой [Варущенко, 1985]. Фаза регрессии Сарыкамышского озера датируется около 800 лет назад; в это время сток Амударьи в Узбой прекращался [Дренова, 1985].

Озеро Балхаш

Последовательность природно-климатических из-

менений в голоцене в лесостепной и степной зонах юга Западно-Сибирской низменности и Казахского мелкосопочника хорошо коррелирует с основными этапами развития оз. Балхаш [Хрусталеv, Черноусов, 1992]. Вплоть до конца атлантики продолжалась трансгрессивная фаза развития озера. Аридизация климата в начале суббореального периода привела к развитию балхашской регрессии, датированной 4380 ± 150 л.н. Во время регрессивной стадии Балхаша (3860 ± 120 л.н.) уровень озера был на 2–3 м ниже современного [Венус, 1985]. После 3580 ± 120 л.н. происходила новобалхашская трансгрессия, когда уровень озера на 2–3 м превышал современный. После 2690 ± 120 л.н. началась новобалхашская регрессия. Возраст современного трансгрессивного слоя составляет 1920 ± 100 лет.

Колебание уровня в озере Балхаш показано на рис. 82.

Глава 9

АКВАТОРИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

Введение

Трудно представить изменения климатов Северной Евразии без учета климатических изменений в океанах, окружающих материк. Малое количество материалов по доплейстоценовому Ледовитому океану заставляет нас ограничиваться только Атлантикой и Пацификой. Для более полного представления о климатических изменениях в тропико-экваториальном пространстве за южную границу рассматриваемой акватории мы приняли 35° ю.ш.

Распределение фактического материала (рис. 83) в разных океанах неравномерно. Высокие и средние широты Северного полушария значительно лучше изучены в Атлантическом океане, чем в Тихом.

При выборе хроностратиграфических срезов для палеореконструкций мы стремились, по возможности, брать относительно узкие и характерные временные интервалы, поскольку при сильной климатической изменчивости в неогене такой подход позволяет лучше отразить как экстремальные переломные, так и промежуточные климатические эпохи. Для выбора срезов были проанализированы известные из публикаций палеоокеанологические данные: изменения уровня океана, изотопные данные по планктонным и бентосным фораминиферам, палеотемпературные события в поверхностных и придонных водах, циклы растворения карбонатов и т.д. Детальное обоснование выбора миоценовых срезов приведено в работе [Блюм, Соколова, 1987].

При изучении палеоклиматов океанов мы стремились рассмотреть не только поверхность океанов, но и всю поверхностную водную массу, т.е. верхний 200–400-метровый слой, свойства которого определяются энерго- и массообменом океана и атмосферы. Это дает возможность оценить градиенты изменений палеотемператур, проследить распространение характерных водных масс и значительно повышает достоверность палеоклиматических построений.

В миоцене рассмотрены срезы [Блюм, Соколова, 1987] на фораминиферовые зоны: N4 (начало раннего миоцена, 22,5–20 млн лет назад); N8 (конец раннего миоцена, 17–15 млн лет назад) – время, со-

ответствующее главному климатическому оптимуму миоцена в океанах; N14 (конец среднего миоцена, 11,7–10,5 млн лет назад), а также зона N18 (конец позднего миоцена, 5,5–5 млн лет назад), соответствующая части мессинского века, совпадающей с кризисом солёности. Поскольку зона N18 не отражает условий пессимума позднего миоцена, на термических разрезах дополнительно представлены материалы для предыдущего, более холодного времени – зоны N17 (8–5,5 млн лет назад).

В плиоцене изучен последовательный ряд зон (N19–N21), соответствующих как оптимуму, так и пессимуму плиоцена и отвечающих возрасту 5,0–4,0; 4,0–3,0; 3,0–1,8 млн лет, соответственно. Объем фораминиферовых зон, их границы, оценка абсолютного возраста и корреляция зон в разных районах обсуждены в работах В.А.Крашенинникова и И.А.Басова [1986], М.С.Бараша, Н.С.Блюм, И.И.Бурмистровой с соавторами [1989], данными которых мы и пользовались. Для плейстоцена рассмотрены срезы на 125 и 18 тыс. лет назад как примеры межледниковой и ледниковой эпох.

Особенности методики

Для реконструкции климатической зональности океанов и количественной оценки палеотемпературы мы использовали два метода: биогеографический фораминиферовый метод и изотопно-кислородный. В основу изучения климатической зональности океанов по планктонным фораминиферам положена разработанная ранее методика [Бараш и др., 1989]. Она базируется на анализе количественного распределения видов планктонных фораминифер в донных отложениях современных океанов с последующим объединением видов в биогеографические группы по районам максимального обилия видов в той или иной климатической зоне. На основании количественного (процентного) соотношения групп в танатоценозах картируются ареалы различных типов танатоценозов. Было показано [Бараш, Блюм, 1975; Оськина, Блюм, 1984], что биогеографические границы распространения типов танатоценозов планк-

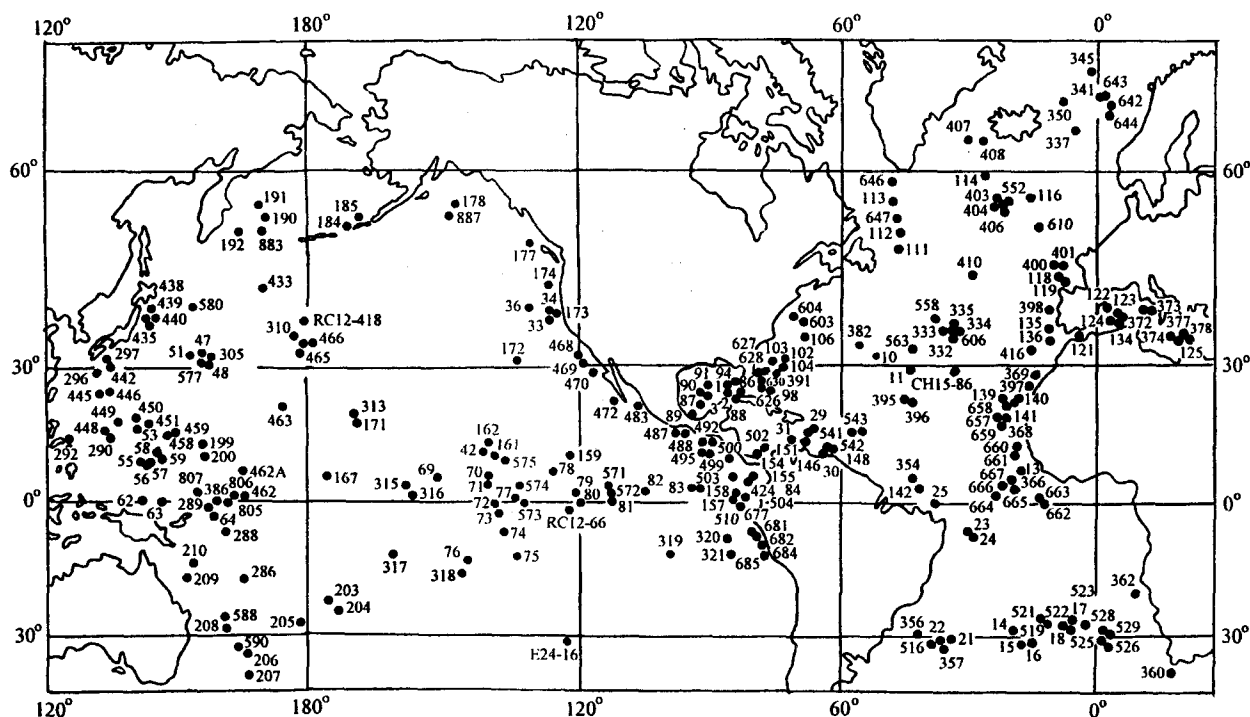


Рис. 83. Современное положение станций, использованных для палеоклиматических реконструкций

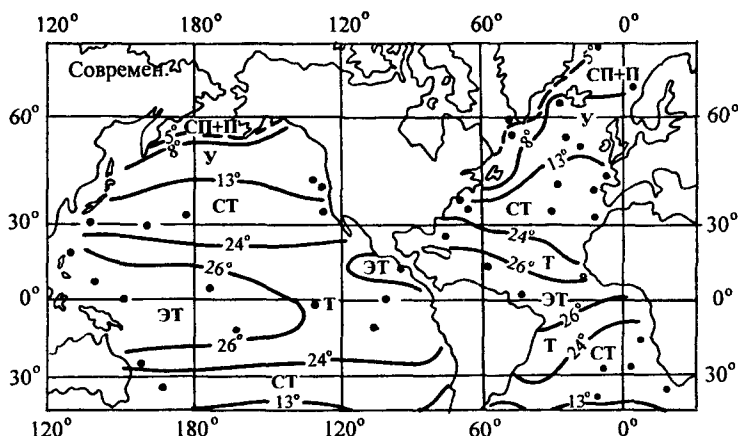


Рис. 84. Современная климатическая зональность океанов по танатоценозам планктонных фораминифер

Зоны: СП+П – полярная и субполярная; У – умеренная; СТ – субтропическая; Т – тропическая; ЭТ – экваториально-тропическая. Показаны современные значения температуры границ зон (в °C)

тонных фораминифер соответствуют естественным физико-географическим границам в океанах (фронтальным зонам, пределам круговоротов и водных масс), т.е. являются границами климатических зон. Более того, установлено, что границы ареалов танатоценозов в современных океанах почти совпадают с теми или иными среднегодовыми изотермами поверхностного слоя воды (рис. 84).

Границы распределения танатоценозов имеют, как и изотермы, субширотное простираение в центре океанов и отклоняются у материков в субмеридиональном направлении холодными или теплыми течениями. Районы прибрежных апвеллингов, экваториальной дивергенции и больших сезонных клима-

тических колебаний проявляются в развитии “контрастных” танатоценозов планктонных фораминифер и в резких отрицательных отклонениях температур от среднеширотных значений [Оськина, Блюм, 1984]. Все эти особенности климатической зональности современных океанов позволяют, исходя из принципа актуализма, делать выводы о течениях и характере циркуляции древних океанов и приблизительно оценивать палеотемпературы воды.

Наиболее точные определения палеотемператур получены для плейстоценовых и плиоценовых срезов по процентным соотношениям видов при нашем полном количественном подсчете видов фораминифер; менее надежны оценки для доплиоце-

новых океанов при использовании табличных полуколичественных или качественных данных из литературных источников.

Климатическая зональность неогеновых океанов реконструирована по специально разработанной нами [Блюм и др., 1987] методике – анализу “набора видов”. Отличие этой методики от палеотемпературного метода состоит в том, что для определения типов ископаемых танатоценозов анализировались не процентные содержания видов, а соотношение числа видов каждой выделенной климатической группы в комплексе. Видовой состав групп устанавливался при последовательном изучении распределения фораминифер в осадках современных срезов от наиболее молодых к древним. Для этого сопоставлялись ареалы вымерших видов в отложениях того или иного возраста с ареалами ныне живущих видов в осадках того же среза.

Методики плейстоценовых и неогеновых палеоклиматических реконструкций Мирового океана по планктонным фораминиферам и их сопоставление подробно рассмотрены в многочисленных предыдущих работах авторов [Бараш и др., 1989; Блюм и др., 1987 и др.].

Изотопно-кислородный метод в нашей модификации [Николаев и др., 1989] позволяет оценивать палеотемпературы как поверхностных, так и более глубоких горизонтов воды и, тем самым, получать информацию о термическом поле поверхностных водных масс. Однако для успешного использования метода необходимо следующее.

Во-первых, нужно знать среднюю глубину обитания изучаемых видов, к которой и следует относить полученные значения палеотемператур. Модель вертикальной стратификации карбонатного планктона детально разработана ранее Н.С.Блюм [Николаев и др., 1989; Блюм, 1993] и применен в данной работе с некоторыми уточнениями.

Во-вторых, нужны сведения об изотопном составе кислорода воды, в которой происходило образование карбонатов, так как изотопный состав кислорода CaCO_3 определяется в равной степени как температурой воды, так и концентрацией в ней $\delta^{18}\text{O}$. Эти вопросы детально рассмотрены в предыдущей работе [Николаев и др., 1989]. Тем не менее, все же необходимо коротко остановиться на изменениях $\delta^{18}\text{O}$ вод Мирового океана, поскольку новые результаты глубоководного бурения океанского дна в приполярных районах позволили уточнить наши прежние представления и детализировать систему изотопных поправок на изменения водного фона при определении палеотемператур.

Изотопный состав кислорода вод доледникового океана можно легко рассчитать, поскольку $\delta^{18}\text{O}$ современных льдов и их объем изучены в достаточной степени. Он характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O} = -1 \div -1,2\%$ относительно SMOW, при современном среднем значении океанских вод, близком к 0‰. Зарождение кайнозойского оледенения Земли началось с оледенения Антарктиды, вначале горно-

го, а затем и покровного. Средний изотопный состав вод Мирового океана менялся соответственно увеличению количества льда на континентах и его изотопного состава: легкий изотоп ^{16}O воды имеет некоторые преимущества при испарении и консервируется в ледниковых щитах при их росте.

Уточненная кривая изменений $\delta^{18}\text{O}$ средней воды океанов в зависимости от эволюции кайнозойского оледенения, принятая нами в данной работе, показана на рис. 85. Подробно принципы ее построения освещены в монографии С.Д.Николаева, Н.С.Блюм и В.И.Николаева [1989]. Перечислим лишь основные палеогеографические события [Гросвальд, 1983; Николаев и др., 1989; Arthur et al., 1989; Barrera, Huber, 1991; Ehrmann, 1991; Ehrmann et al., 1990; Frakes, 1984; Gisdottir, Eiriks, 1994; Haq et al., 1987; Hoodell et al., 1986; Kennett, Barker, 1990; Kennett, Stott, 1990; Krissec, 1995; Thierstein, 1982; Wise et al., 1992; Zachos et al., 1992; и др.], легшие в основу построения этой кривой.

По нашему мнению, горное оледенение Антарктиды началось в конце эоцена – начале олигоцена. Ко второй половине олигоцена горное оледенение перешло в покровное в связи с открытием пролива Дрейка и началом формирования антарктического циркумполярного течения Западных ветров, служащего главной причиной термической изоляции Антарктиды. Изотопный состав кислорода льда этого первоначального щита мы, по аналогии с покровными льдами четвертичного времени Северного полушария, приняли близким к -15% [Николаев, 1988]. К этому же времени относится и наиболее сильное за весь рассматриваемый интервал времени падение уровня Мирового океана.

Эти вопросы могут быть спорными, но мы не обсуждаем их здесь потому, что работа касается миоценового и более позднего времени, и приводим их только для цельности представления о построенной кривой.

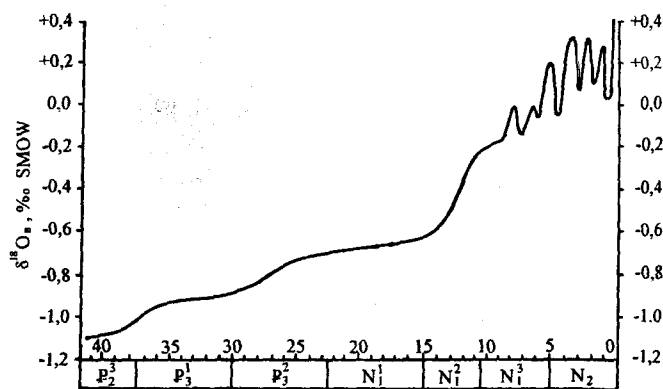


Рис. 85. Изменения среднего изотопного состава кислорода океанской воды во времени в связи с эволюцией покровного оледенения Земли, его объема и изотопного состава льда

Следующее крупное событие в ледниковой истории датируется 16–12 млн лет. Оно сопровождалось окончательным открытием пролива Дрейка, завершением формирования течения Западных ветров, усилением термической изоляции Южного материка, дальнейшим его похолоданием, ростом ледникового щита и изменением его изотопного состава до величины приблизительно -30‰ по аналогии с современным щитом Гренландии.

Дальнейшая история развития оледенения Земли известна подробнее. Около 10–9 млн лет назад появилось небольшое горное оледенение на Аляске, 9 млн лет назад – в Исландии, в субантарктике пояс кремнистых отложений достиг современного размера. Возможно, что к этому времени развилось и горное оледенение Гренландии. Во всяком случае, с 8,7–7,5 млн лет назад фиксируется ледовый разнос в осадках Баффинова моря и в субполярной области Северной Пацифики. Одновременно усилился и ледовый разнос у Восточной Антарктиды в заливе Прюдс и на плато Кергелен. Возможно, к этому времени можно отнести и начало оледенения Западной Антарктиды. Около 6,5–6,0 млн лет назад произошло новое наступление льда в Антарктиде, сопровождавшееся понижением уровня и усилением ледового разноса в Южном океане.

Следующим важным рубежом был интервал 5,5–5,0 млн лет назад, совпавший с понижением уровня океана, резким сдвигом границ основных литификаций глубоководных осадков Южного океана к экватору. В это время ледовый разнос в районе возвышенности Мод в море Уэдделла достиг своего максимума. Среднегодовые температуры вод, окружавших Антарктиду, стали отрицательными, появилась возможность экспансии оледенения на шельф за пределы суши и эрозии донных осадков. Восточноантарктический щит перешел в сухой полярный тип и его $\delta^{18}\text{O}$ достигла величины, близкой к -50‰ по аналогии с современными значениями. К этому же времени завершилось формирование щита Западной Антарктиды: прекращение турбидной деятельности (4,8 млн лет назад) в море Уэдделла свидетельствует о том, что этот щит стал постоянным и стабильным.

Похолодание сменилось раннеплиоценовым потеплением в интервале 4,5–3,7 млн лет назад, во время которого произошли миграция зоны антарктической конвергенции к югу, подъем уровня океана и, возможно, деградация покровного оледенения Западной Антарктиды. Однако уже к времени 3,8–3,7 млн лет назад оледенение Антарктиды достигло современного объема, а ледовый разнос в районе Восточной Антарктиды – своего максимума. Около 3,5–3,0 млн лет назад произошло выдвижение на шельф ледниковых комплексов Чили и Новой Зеландии, усиление оледенения Гренландии. Первое оледенение Исландии также датируется временем 3,1–3,0 млн лет назад.

В интервале 3,0–2,5 млн лет назад фиксируется резкое уменьшение ледового разноса в Антаркти-

де, миграция антарктической конвергенции к югу. Начиная с 2,5 до 1,9 млн лет назад – новая волна похолодания, сопровождавшаяся максимальным ледовым разномом в Норвежско-Гренландском бассейне, в северной части Лабрадорского моря. Примерно в это же время отмечено начало покровного оледенения в Исландии. В Тихом океане с 2,47 млн лет назад материал ледового разноса зафиксирован на широте 38° с.ш. В Антарктиде в связи с малой подвижностью полярного льда интенсивность ледового разноса увеличилась относительно мало. Это похолодание сменилось эоплейстоценовым потеплением, а приблизительно с 24-й изотопно-кислородной стадии начались покровные оледенения Северного полушария. Дальнейшие изменения изотопного состава кислорода воды Мирового океана мы не рассматриваем в связи со сложностью и дискуссионностью проблемы и, соответственно, не можем использовать изотопный метод как палеотемпературный.

Кроме “общеокеанического” изменения изотопного состава кислорода океанских вод, связанного с консервацией легкого изотопа в континентальных льдах, необходимо учитывать неравномерность содержания ^{18}O в поверхностной водной массе в зависимости от местоположения изучаемого района и глубины, так называемую “местную” поправку и, конечно, ее изменения в прошлом. Эти вариации связаны с изменением соотношения испарения и конденсации влаги: испарение приводит к обогащению океанских вод тяжелым изотопом, а разбавление метеорными водами – к обеднению.

Современный изотопный состав океанских вод отражает динамическое равновесие между этими процессами, направленными на дифференциацию изотопного состава, и вертикальным и горизонтальным перемешиваниями, приводящими к гомогенизации изотопного состава. С глубиной влияние первой группы факторов затухает: $\delta^{18}\text{O}$ ниже 500 м практически равно 0‰ по всему Мировому океану. Изменения содержания ^{18}O в поверхностной водной массе по нашим материалам и с использованием литературных данных [Еремеев, 1974; Николаев и др., 1989; Craig, Gordon, 1965; и др.] показаны на рис. 86, 87. В тех зонах, где в нашем распоряжении не доставало непосредственно измеренных изотопных данных, они косвенно реконструировались по соленостным характеристикам вод с учетом уравнений связи соленость – изотопный состав кислорода для различных акваторий океанов.

Для реконструкции вероятных изменений местной поправки (широтной и глубинной) во времени авторы воспользовались представлениями Х.Р.Тирштейна [Thirstein, 1982], Л.А.Фрейкса [Frakes, 1984] и некоторых других авторов о соотношении между испарением и конденсацией в прошлом и экстраполировали их с учетом нарастания контрастности климата. При этом мы полагали, что в относительно аридные эпохи (средний миоцен и олигоцен) зоны с положительными отклонениями $\delta^{18}\text{O}$ не-

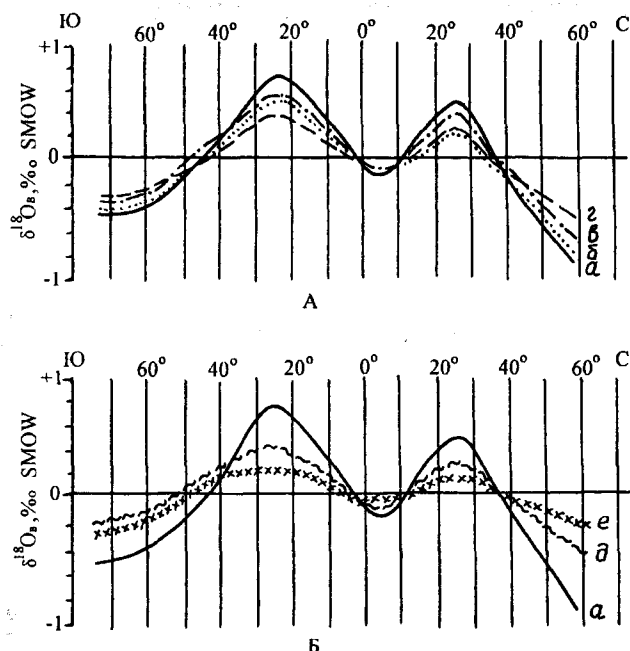


Рис. 86. Изменения изотопного состава кислорода поверхностной воды Мирового океана по широтам в неогене (А) и палеогене (Б)

Распределение: а – современное, б – в позднем миоцене, в – в среднем миоцене, г – в раннем миоцене, д – в позднем олигоцене, е – в раннем олигоцене и эоцене

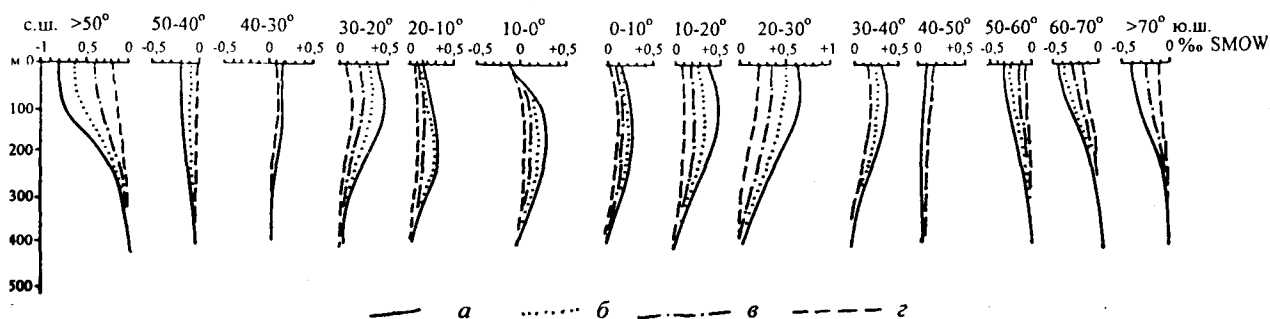


Рис. 87. Изменения среднего изотопного состава кислорода воды поверхностной водной массы Мирового океана по вертикали по широтным поясам

Распределение: а – современное, б – в миоцене, в – в позднем олигоцене, г – в раннем олигоцене и эоцене

Неоген и четвертичный период

Для оценки палеоклиматических изменений в Атлантическом и Тихом океанах были использованы, в первую очередь, отчеты рейсов судов глубоководного бурения по программам DSDP и ODP, а также данные, появившиеся в публикациях помимо этих материалов. Ряд изотопных измерений по образцам осадков из скважин глубоководного бурения был выполнен авторами специально для решения поставленных задач.

На рис. 83 показано современное расположение

сколько расширялись, а в более гумидные эпохи (поздний и особенно ранний миоцен) эти зоны несколько суживались. Эти предположения, принятые в силу необходимости на недостаточно надежной основе, все же повышают достоверность палеотемпературных реконструкций. Во всяком случае, они не вносят существенной ошибки в оценку температур, поскольку основной вклад в изменения водного фона принадлежит вариациям изотопного состава кислорода океанских вод за счет развития кайнозойских покровных оледенений.

При расчетах палеотемператур использовалось уравнение Г.Крейга

$$T^{\circ} = 16,9 - 4,2 (\delta^{18}O_k - \delta^{18}O_n) + 0,13 (\delta^{18}O_k - \delta^{18}O_n)^2,$$

в котором изотопный состав кислорода воды ($\delta^{18}O_n$) рассчитывался как сумма поправок (см. рис. 85, 86, 87), а изотопный состав кислорода карбоната ($\delta^{18}O_k$) измерялся. Кроме того, в отдельных случаях соприкосновения водных масс резко различного происхождения (например, в Северной Атлантике в районе взаимодействия Северо-Атлантического, Лабрадорского и некоторых других течений) приходилось учитывать специфику этих вод и использовать не среднеширотные изотопные характеристики, а $\delta^{18}O$ вод из прилегающих более южных или из более северных регионов.

скважин глубоководного бурения, использованных для палеоклиматических реконструкций. По ним были получены сведения о распределении видов планктонных фораминифер, результаты собственных фораминиферных и изотопных анализов кернового материала, а также проработана информация из отдельных публикаций. Из-за обширности разнородных источников в работе приводятся списки литературы, использованной только для палеотемпературных оценок и для изотопно-кислородных данных, по которым построены вертикальные профили температур. На картах климатической зональности по временным срезам очертания мате-

риков и положение изученных станций показаны в палеокоординатах в соответствии с палинспастическими реконструкциями [Зоненшайн и др., 1984]. Приведенные карты отличаются от ранее опубликованных нами уточненными в соответствии с новыми данными границами климатических зон и оценками абсолютных значений температур.

В данной главе даются описания полученных карт климатической зональности Северной Атлантики и Северной Пацифики и приводятся вертикальные профили палеотемператур поверхностных водных масс для выбранных временных срезов.

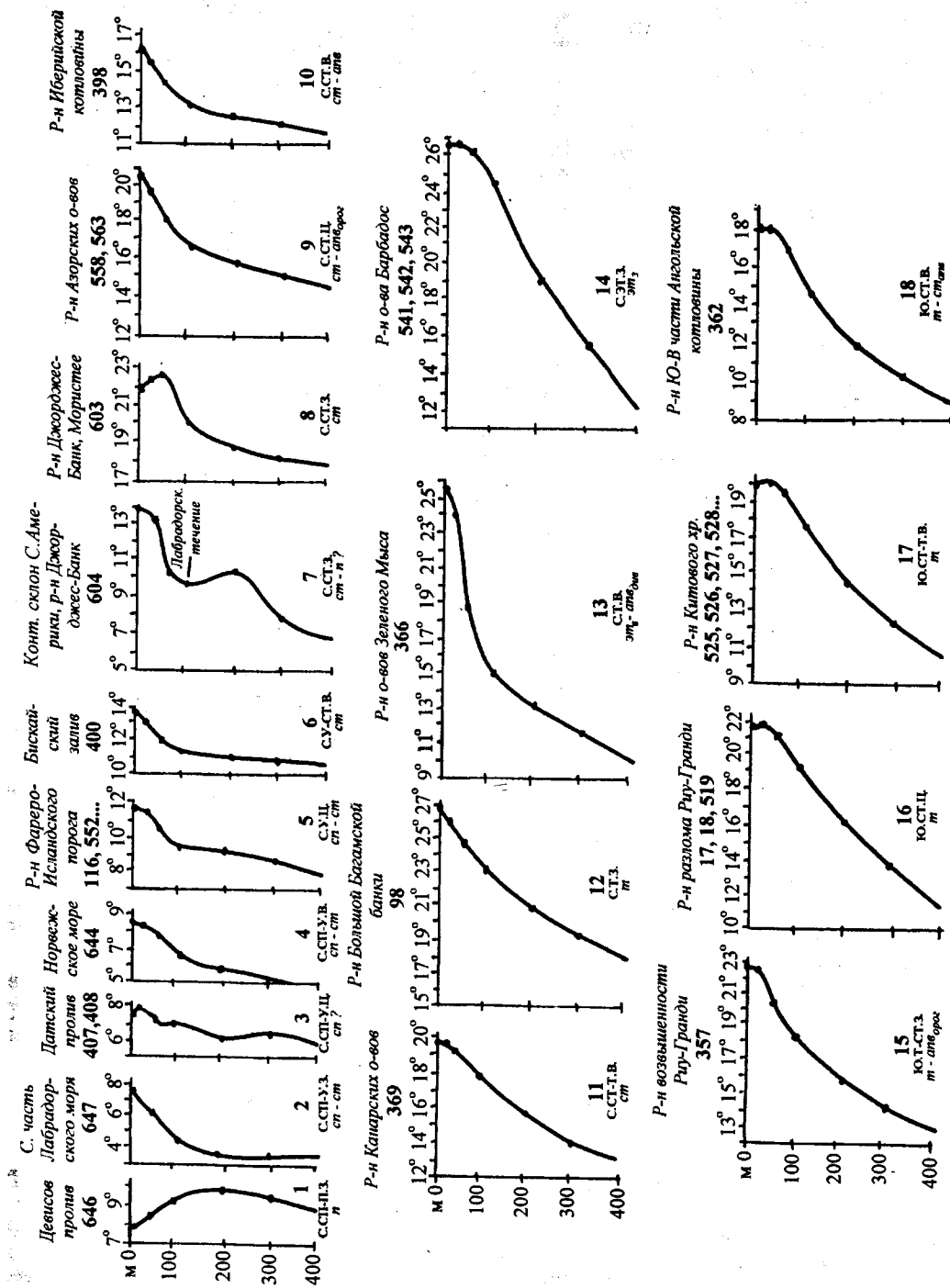
Карта современной климатической зональности океанов (см. рис. 84) построена на основе изучения количественного распределения 38 видов и разновидностей планктонных фораминифер в поверхностном слое донных отложений (проанализировано более 300 проб). По типам танатоценозов в современном океане выделяются следующие климатические зоны: нерасчлененная полярно-субполярная (П+СП), умеренная (У), субтропическая (СТ), тропическая (Т) и экваториально-тропическая (ЭТ). Амплитуда изменения температур в исследованном районе (73° с.ш.– 35° ю.ш.), в дальнейшем условно – градиент “полюс–экватор”, составляет $23\text{--}24^{\circ}\text{C}$: от 4°C в приполярном пространстве до $27\text{--}28^{\circ}\text{C}$ в экваториально-тропической зоне. Границы зон в Тихом океане имеют преимущественно субширотное положение, а в Атлантике возрастает роль меридиональной составляющей. Отклонение границ от субширотного простираения связано с влиянием течений: теплых (Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Гвианское, Бразильское в Атлантике; Куро-сио, Минданао, Северо-Тихоокеанское, теплое Калифорнийское в Пацифике) и холодных (Лабрадорское, Канарское, Бенгельское в Атлантике; Камчатское, Оясио, Аляскинское, холодное Калифорнийское и Перуанско-Чилийское в Пацифике). Особенно сильно изгибают границы умеренной зоны к северу течения Гольфстрим, Северо-Атлантическое и Куро-сио. В дальнейшем мы будем рассматривать положение границ климатических зон на более древних срезах в сравнении с современным. Описание срезов приводится последовательно от молодых к более древним для удобства сопоставления с современным состоянием.

Вертикальные профили современных среднегодовых температур поверхностных водных масс (рис. 88) построены по климатическим картам [Атлас океанов, 1977] для стандартных гидрологических горизонтов – 0, 25, 50, 100, 200, 300. Выбраны районы, по которым имеются изотопно-кислород-ные данные для изученных срезов. Современные вертикальные профили (см. рис. 88) и профили на более древних срезах сгруппированы по климатическим зонам и размещены на рисунках в направлении север–юг (сверху вниз) и запад–восток (слева направо).

Вертикальная циркуляция поверхностных вод, находящихся в непосредственном контакте с приводным слоем атмосферы, обуславливается осо-

бенностями процессов энергообмена между океаном и атмосферой. Так, в районах центров квазистационарной антициклонической деятельности атмосферы (например, Азорско-Бермудского) и соответствующих им океанских круговоротов происходит опускание поверхностных вод и относительное выравнивание падения температур с глубиной (примеры: район Большой Багамской банки или центральная часть Тасманова моря на рис. 88А, 88Б). Субарктические и экваториально-тропические области характеризуются подъемом вод, связанным с циклонической горизонтальной циркуляцией или с деятельностью пассатов. При подъеме вод возникает либо четкая температурная стратификация – резкий термоклин (район Галапагосских островов на рис. 88Б), либо выравнивание температур – прорыв термоклина на поверхность. Последнее особенно характерно для прибрежных и орогенических апвеллингов (район Канарского апвеллинга и район возвышенности Шатского на рис. 88А, 88Б).

В современных океанах выделяются девять генетических типов и подтипов температурной стратификации поверхностных водных масс [Степанов, 1983], распространение которых соответствует шести природным (климатическим) зонам. Для полярного типа (П на рис. 88 и других рисунках) стратификации характерны низкие, зачастую отрицательные, температуры на поверхности и наличие температурной инверсии в нижележащих слоях воды (рис. 88А, фиг. 1). Субполярный (СП) тип характеризуется условиями, близкими к гомотермии. Вертикальный градиент температуры не превышает $0,02\text{--}0,03$ град/м (рис. 88А, фиг. 3, 4). Субтропический (СТ) тип имеет градиенты не более $0,03\text{--}0,05$ град/м, нечеткий, растянутый вглубь термоклин. Этот тип связан с областями опускания вод (даунвеллинги) в центральных частях субтропических круговоротов (рис. 88А, фиг. 9, 16). Воды с тропическим (Т) типом характеризуются хорошо выраженным падением температуры с глубиной, вертикальные градиенты в термоклине ($50\text{--}200$ м) составляют $0,06\text{--}0,08$ град/м. В районах действия интенсивных теплых течений (Гольфстрим, Куро-сио) этот тип отличается растянутым на глубину примерно до 400 м термоклином (рис. 88Б, фиг. 3). Для экваториально-тропического (ЭТ) типа характерно самое большое изменение температур с глубиной, достигающее $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ в поверхностной структурной зоне океана. Термоклин выражен очень четко на глубинах $50\text{--}150$ м (рис. 88Б, фиг. 7, 8), но часто расположен значительно выше (восточный подтип). Так, в зоне экваториальной дивергенции у Галапагосских островов температура падает на 15°C уже в фотическом слое. Вертикальные градиенты в экваториально-тропическом типе составляют $0,08\text{--}0,10$ град/м для западного подтипа и больше $0,10$ град/м для восточного (рис. 88А, фиг. 13, рис. 88Б, фиг. 9). Прослеживание этих типов поверхностных водных масс во времени и пространстве, выполненное в данной работе, дает бо-



А

Рис. 88. Современные вертикальные профили температур поверхностных водных масс Атлантического (А) и Тихого (Б) океанов

Под профилями вертикальным шрифтом обозначены: полушария (с – северное, ю – южное); климатические зоны (см. рис. 84); секторы океанов (з – западный, ц – центральный, в – восточный); курсивом – типы термической стратификации поверхностной водной массы (п – полярный, ст – субполярный, ст – субтропический, эт₂ и эт₃ – экваториально-тропический, западный и восточный подтипы) и особенности вертикальной циркуляции (алис – апвеллинг, приб – прибрежный, орог – орогенетический, див – экваториальная дивергенция); цифрами у кривых обозначены их номера для сравнения с палеотемпературами на последующих рисунках (там они поставлены в скобках)

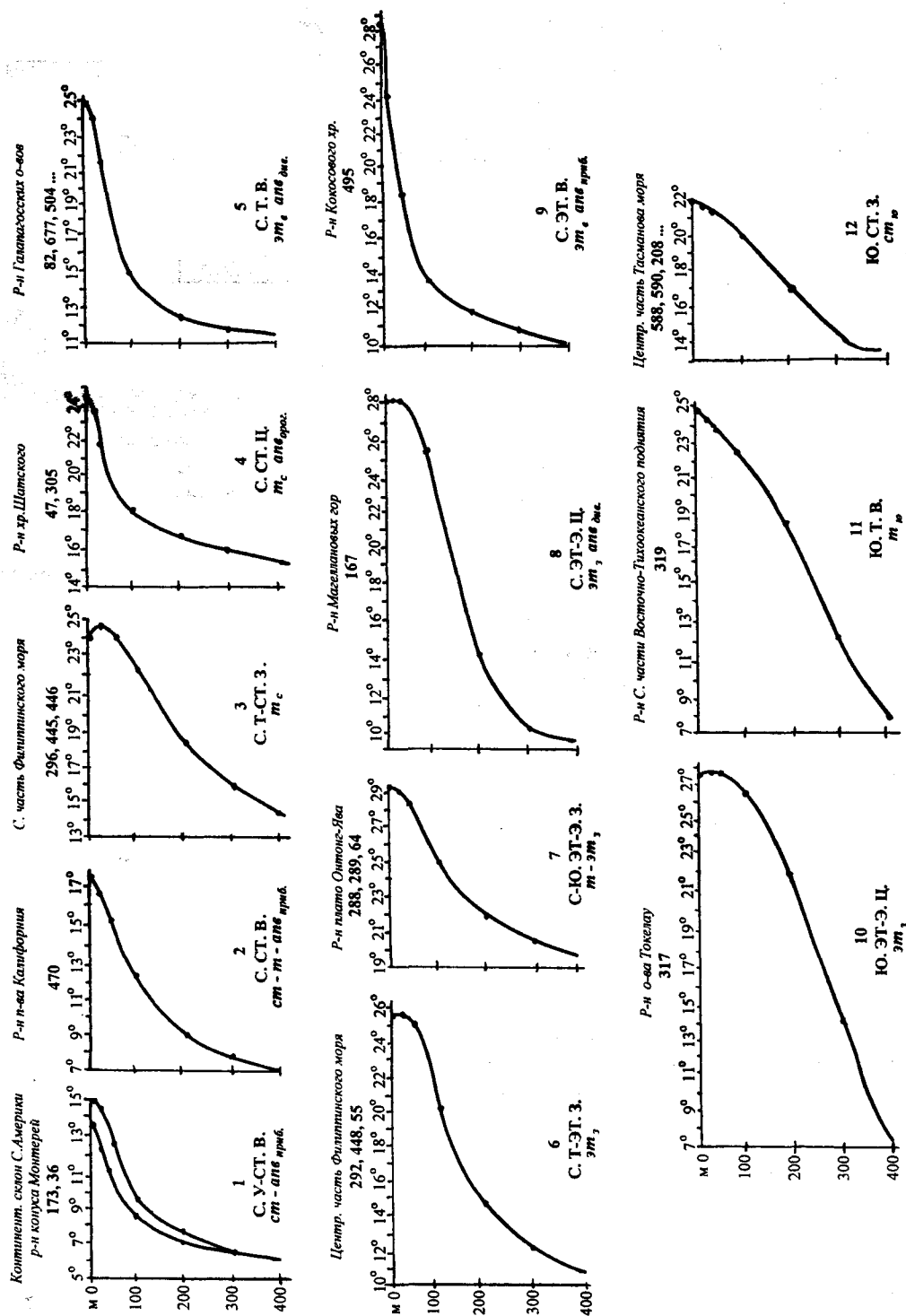


Рис. 88 (окончание)

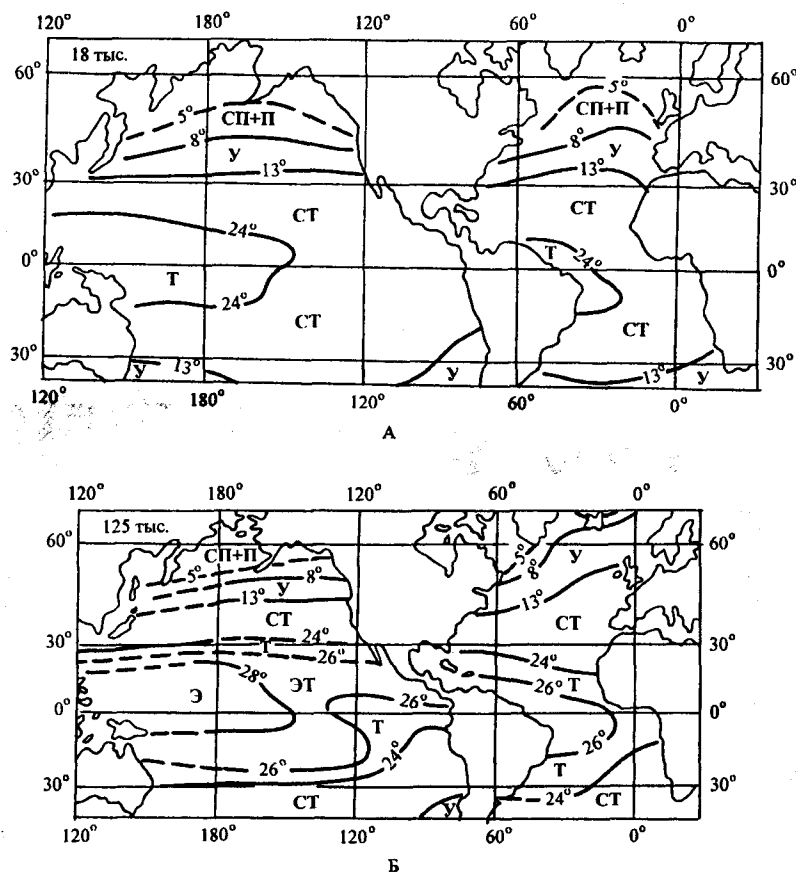


Рис. 89. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в максимум последнего оледенения 18 тыс. лет назад (А) и в оптимум позднеплейстоценового межледникового 125 тыс. лет назад (Б)

Условные обозначения см. на рис. 84

гату информацию о палеоклиматических условиях океана, о вертикальной циркуляции, позволяет оценивать температурные градиенты и исследовать положение термоклина в прошлом.

Карта климатической зональности для максимума последнего оледенения (рис. 89А) составлена более чем по 200 точкам, для которых получены палеотемпературные фораминиферовые данные. Зональность в это время существенно отличалась от современной. Не существовала ЭТ зона и была сильно сокращена акватория Т зоны за счет расширения СТ круговоротов, которые простирались от 30–35° с.ш. до 30–35° ю.ш. Условия, характерные для СТ зоны, охватывали восточные секторы океанов в низких широтах. Т зона отмечается только в западных секторах. Границы зон имели в целом субширотное простираие, а У зона была сдвинута в более низкие широты, чем ныне, и была несколько уже современной. Значительно расширились СП и П зоны за счет их миграции по направлению к экватору. В Атлантике СП зона практически занимала положение современной У зоны. Температурный градиент “полюс–экватор” составлял 20–22°C (от 2–3°C – в полярной области до 22–25°C – в низких широтах). Наибольшие температурные отличия от современных значений (6–8°C) 18 тыс. лет назад наблюдались в умеренных широтах, в районах апвеллингов и экваториальной диверген-

ции; минимальные – в ядрах субтропических круговоротов [Николаев и др., 1989]. Течения Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Куроисио, Северо-Тихоокеанское имели субширотное направление [Бараш и др., 1989].

Термическая структура поверхностных (0–200 м) вод Тихого океана в различные эпохи плейстоцена подробно рассмотрена в работе С.Д.Николаева и др. [1989]. Основной вывод – в холодные эпохи усиливалась вертикальная циркуляция (ослабление термоклина).

Карта климатической зональности для оптимума последнего межледникового (рис. 89Б) составлена по собственным результатам изучения около 100 проб донных отложений, по данным проекта CLIMAP и по некоторым другим источникам. Положение климатических зон 125 тыс. лет назад было сходным с современным, но границы зон были несколько сдвинуты в более высокие широты. В западной части Тихого океана были развиты собственно экваториальные танатоценозы (температура более 28°C), аналогов которым нет в современном океане. Изгиб границ зон свидетельствует о достаточно интенсивных Перуанском и Южно-Пассатном течениях и о более мощном, чем сейчас, Гольфстриме. Температурный градиент “полюс–экватор” был больше современного – 24–26°C (от 4–5°C на севере до 29–30°C на экваторе в Тихом океане).

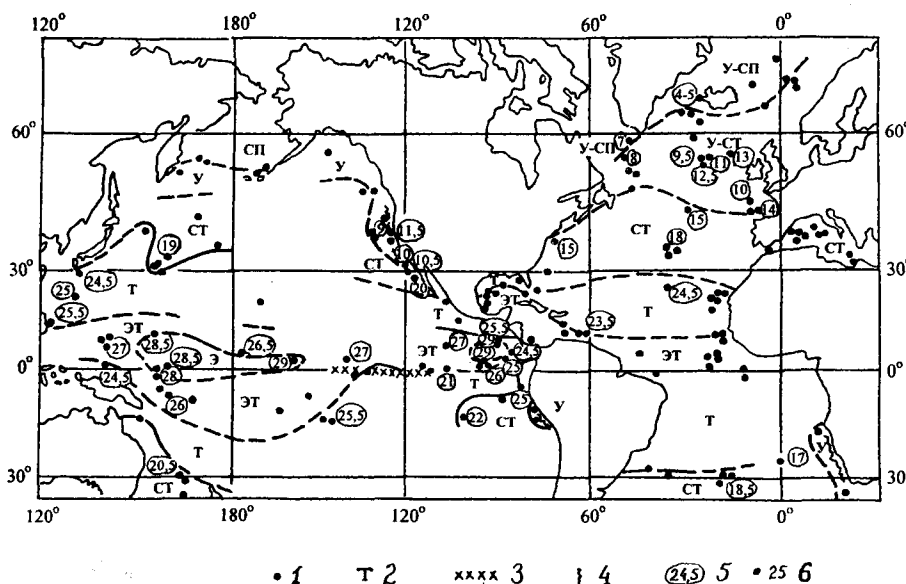


Рис. 90. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в позднем плиоцене (фораминиферовая зона N21 – 1,8–3,0 млн лет назад)

Здесь и далее на палеоклиматических картах: 1 – положение скважин глубоководного бурения, по которым проводилась реконструкция, на данный интервал времени по палинстастическим реконструкциям; 2 – климатические зоны (условные знаки см. рис. 84); 3 – положение зон экваториальной дивергенции; 4 – положение прибрежных апвеллингов; 5 – значения температуры воды (в °C) по танатоценозам планктонных фораминифер; 6 – то же, по изотопно-кислородным данным

Карта климатической зональности для времени фораминиферовой зоны N21 составлена по данным распределения около 60 видов в более, чем 150 скважинах. Зональность в позднем плиоцене сильно отличалась от современной. Выделяются шесть зон (рис. 90). Аналогично времени оптимума позднего плейстоцена зоны были сдвинуты в более высокие широты относительно современного положения, что говорит, вероятно, о более теплом, чем ныне, климате. Границы зон вблизи континентов в Тихом океане и в Атлантике у побережья Африки резко отклонялись от субширотного простираения, что свидетельствует об интенсивной поверхностной циркуляции, сильных течениях и прибрежных апвеллингах. В то время существовали аналоги холодных Калифорнийского, Перуанского и Бенгельского течений и теплого течения Гольфстрим. Положение границ подтверждается рядом палеотемпературных оценок по типам танатоценозов планктонных фораминифер и по $\delta^{18}\text{O}$ поверхностных видов (рис. 90, 91). Максимальные значения температур составили 28–29°C, а минимальные 4–5°C, т.е. температурный градиент между высокими и низкими широтами был равен 24–25°C. Вертикальная структура поверхностных водных масс в конце плиоцена была сходной с современной в центрах океанов (рис. 91). В связи с изменениями климатической зональности (см. рис. 90) те или иные типы температурных профилей были смещены в соответствующие зоны (например, рис. 88Б, фиг. 4, рис. 91, фиг. 2). На краях круговоротов термическая структура отличалась от современной. Так, особенно показательны слабая подповерхностная инверсия температур в районе Фареро-Исландского порога (рис. 91, фиг. 2), вероятно, связанная с началом роста ледника Восточной Гренландии около 3,5 млн лет назад [Arthur et al., 1989], и резкая инверсия температур в районе Калифорнийского апвеллинга (рис. 91, фиг. 1), свидетельствующая о

сильном влиянии Аляскинского течения на поверхность океана. Интересно отметить также ослабление роли Лабрадорского течения в подповерхностных водах побережья Северной Америки (рис. 88А, фиг. 7; рис. 91А, фиг. 4).

Середина плиоцена (фораминиферовая зона N20) охарактеризована комплексами планктонных фораминифер (примерно 60 видов) из 88 скважин. Границы зон (рис. 92) намечены с долей условности из-за неравномерного распределения данных по площади. Тем не менее, можно выделить 5 зон – У, СТ, Т, ЭТ и Э. Э¹ (экваториальная) зона была представлена двумя фрагментами в низких широтах Пацифики. СП зона в приполярных широтах обоих океанов, в отличие от описанных выше срезов, отсутствовала. Разброс температур составил от 8 до 30°C.

Судя по изгибу границ зон около материков су-

¹ В отношении развития зоны экваториального танатоценоза, ныне не существующей, но появляющейся в плейстоценовые межледниковья, и, как считается, значительно ранее, необходимо сделать некоторые замечания. Безаналоговый экваториальный тип танатоценоза был выделен на основании того, что количество ЭТ-группы планктонных фораминифер в нем составляло до 95% от общего числа видов. Наши последние фактические данные, опирающиеся на полный количественный подсчет процентного содержания видов каждой группы в 570 образцах из полных разрезов плиоценовых осадков тропико-экваториального пространства Тихого океана, свидетельствуют о том, что концентрация ЭТ-группы выше современной (>55%) встречается в танатоценозах экваториально-тропического типа крайне редко [Бубенщикова, 1996].

Выделение экваториального типа танатоценозов в плиоцене основано на неполных количественных подсчетах видового состава планктонных фораминифер. Вероятно, аналогичная ситуация существует и для более древних отложений. Поэтому экваториальный тип танатоценозов дочетвертичного времени, полученный зачастую по неполным данным из публикаций, вызывает сомнение, и экваториальная биогеографическая зона на картах показана условно, пунктиром.

Таблица 6. Сокращения названий объектов изотопно-кислородного анализа, приведенных на рисунках

ac	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>	np	<i>Globigerina nepenthes</i>
aeq	<i>Globigerinella aequilateralis</i>	obl	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
al	<i>Globoquadrina altispira</i>	obq	<i>Globigerinoides obliquus</i>
amn	<i>Globorotalia archeomenardii</i>	Orb	<i>Orbulina</i>
ang	<i>Globigerina angustiumbilitata</i>	op.n	<i>Globorotalia opima nana</i>
at	<i>Globigerina atlantica</i>	pbl	<i>Globigerina praebulloides</i>
bl	<i>Globigerina bulloides</i>	pch.d	<i>Neogloboquadrina pachyderma dex.</i>
clt	<i>Globorotalia cultrata</i>	pch.s	<i>Neogloboquadrina pachyderma sin.</i>
cmz	<i>Globorotalia conomiozea</i>	pdh	<i>Globoquadrina praedehiscens</i>
cn	<i>Globorotalia conoidea</i>	pmn	<i>Globorotalia praemenardii</i>
cr	<i>Globorotalia crassula</i>	pmc	<i>Globorotalia puncticulata</i>
C.sp.	<i>Catapsydrax</i> sp.	pndh	<i>Sphaeroidinellopsis paenedehiscens</i>
dh	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	prfr	<i>Globorotalia peripheroronda</i>
dt	<i>Globoquadrina dutertrei</i>	ptn	<i>Globorotalia pertenuis</i>
eam	<i>Globorotalia eamsi</i>	qdl	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i>
fhs	<i>Globorotalia fohsi</i>	rb	<i>Globigerinoides ruber</i>
fst	<i>Globigerinoides fistulosus</i>	sc	<i>Globigerinoides sacculifer</i>
g.dh	<i>Globoquadrina dehiscens</i>	sch	<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i>
glbg	<i>Streptochilus globigerum</i>	sct	<i>Globorotalia scitula</i>
glbl	<i>Streptochilus globulosum</i>	sdh	<i>Sphaeroidinella subdehiscens</i>
glmtr	<i>Praeorbulina glomerata transitoria</i>	sk	<i>Globorotalia siakensis</i>
gq	<i>Globoquadrina</i>	sm	<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>
gr	<i>Globigerinoides</i>	tm	<i>Globorotalia tumida</i>
gs.sp.	<i>Globigerinoides</i> sp.	trl	<i>Globigerinoides trilobus</i>
g+gq	<i>Globigerina</i> + <i>Globoquadrina</i>	trp	<i>Globigerina tripartita</i>
gt	<i>Globigerinita glutinata</i>	ts	<i>Globorotalia tosaensis</i>
hr	<i>Globorotalia hirsuta</i>	tstn	<i>Globorotalia tosaensis tenuithea</i>
in	<i>Globorotalia inflata</i>	un	<i>Orbulina universa</i>
kg	<i>Globorotalia kugleri</i>	vn	<i>Globoquadrina venezuelana</i>
lt	<i>Globorotalia limbata</i>	wd	<i>Globigerina woodi</i>
mn	<i>Globorotalia menardii</i>	кф	комплекс планктонных фораминифер
mrt	<i>Globorotalia merotumida</i>	мп	микропланктон, моллюски
mtm	<i>Globorotalia menardiitumida</i>	н	нанопланктон
mz	<i>Globorotalia miozea</i>	юф	ювенильные формы планктонных фораминифер
my	<i>Globorotalia mayeri</i>		

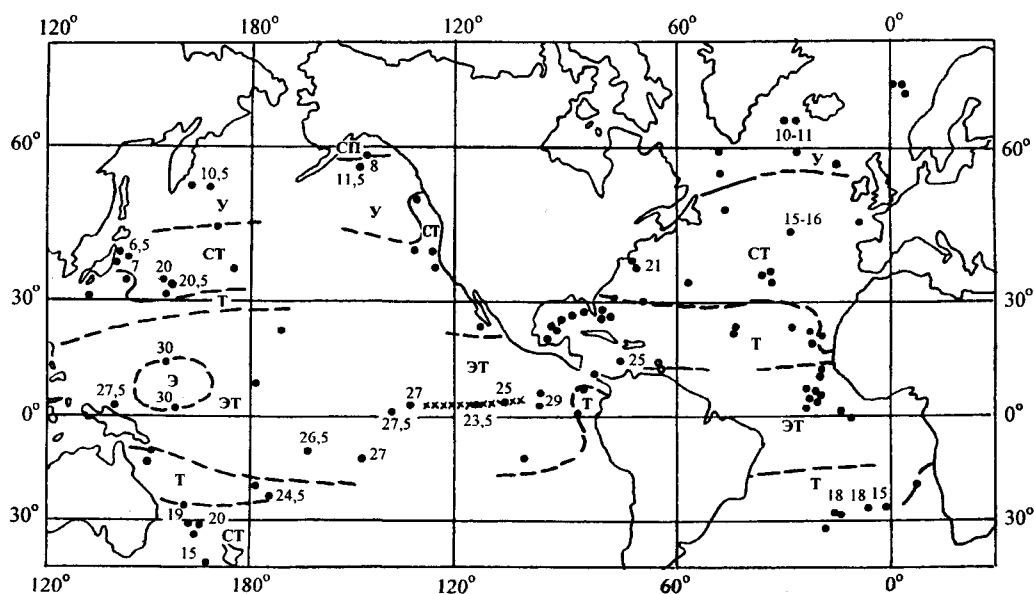


Рис. 92. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в среднем плиocene (фораминиферная зона N20 – 3–4 млн лет назад)
Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

существовали Курсио, Перуанское, Калифорнийское, Канарское и Бенгельское течения и связанный с последним Бенгельский апвеллинг. Западный сектор океанов в середине плиоцена был теплее, чем восточный, так же, как и в настоящее время, в позднем плейстоцене и позднем плиоцене. Интересно отметить наличие в среднем плиоцене около северной части о-ва Хонсю апвеллинга, вероятно, орогенического, который проявился низкими температурами, характерными для субполярных вод.

Данных о вертикальном строении поверхностной толщи вод для среднего плиоцена мало. Однако можно сделать вывод о более сильном, чем в позднем плиоцене, подъеме подповерхностных вод почти во всех климатических зонах – ослабление термоклина, т.е. вертикальная циркуляция вод была в это время достаточно интенсивной (рис. 93А, Б).

Карта климатической зональности для раннего плиоцена (рис. 94) составлена по данным изучения распределения около 70 видов фораминифер в кернах 125 скважин. В это время был представлен полный набор из шести зон, хотя СП и Э танатоценозы были распределены фрагментарно. В отличие от Атлантики в центральной и восточной частях Тихого океана сложно наметить границы зон из-за отсутствия фораминиферовых данных. Возможно, это объясняется широким развитием процессов растворения карбонатных раковин в Пацифике в это время. В низких широтах простирались обширные Г и ЭТ зоны. Все зоны в Северной Атлантике занимали более высокоширотное положение, чем ныне, и даже чем в оптимум последнего межледниковья. По-видимому, в северных частях обоих океанов существовали обширные СТ круговороты. Судя по изгибу границ у восточных и западных побережий, интенсивными были холодные и особенно теплые течения (Флоридское, Гольфстрим, Минданао). Очень четко проявились апвеллинги, что подтверждается палеотемпературными оценками в районе Калифорнийского подъема вод, где падение температуры по сравнению со среднеширотной составляло 10–11°C (в настоящее время 3–4°). Максимальные температуры на тепловом экваторе были несколько ниже, чем в среднем плиоцене. Амплитуда температур между 73° с.ш. и 0° составляла 20°C. По наличию в низких широтах Атлантики тропических танатоценозов, состоящих из контрастного набора видов, можно сделать вывод о существовании в раннем плиоцене зоны экваториальной дивергенции, аналогичной современной. Таким образом, время зоны N19 в целом (4–5 млн лет назад) в высоких и умеренных широтах проявилось как климатический оптимум, а в тропико-экваториальном пространстве климат был близок к современному и несколько холоднее, чем в среднем плиоцене.

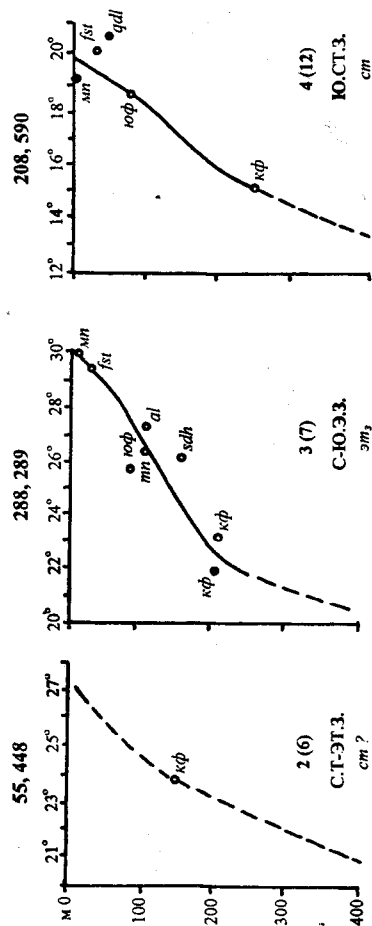
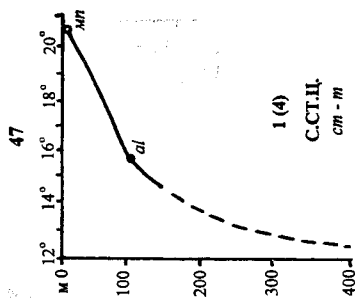
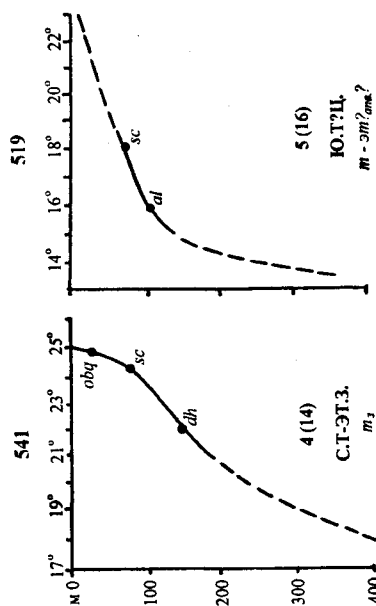
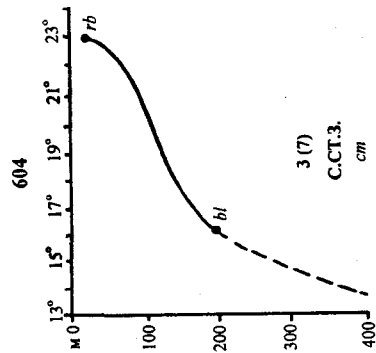
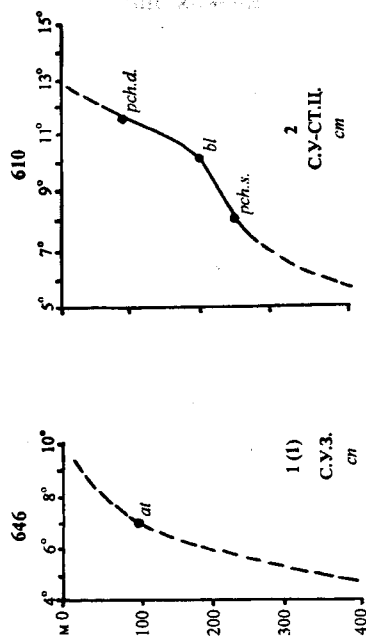
Вертикальная термическая структура поверхностных водных масс (рис. 95) во всех климатических зонах раннеплиоценового океана была аналогична современной, за исключением западного

сектора Пацифики, который характеризовался высоким положением термоклина: малая мощность слоя ветрового перемешивания и наличие подповерхностного максимума температур, связанного с интенсивными теплыми течениями (рис. 95Б, фиг. 2, 3, 4). Отмечается также резкая температурная инверсия в апвеллингах (рис. 95Б, фиг. 1а). Около Западной Гренландии прослеживается подповерхностный клин холодных вод Баффинова моря (рис. 95А, фиг. 2).

Рассматривая плиоценовую историю океанов Северного полушария, можно сделать вывод об общем тренде похолодания в высоких широтах в течение последних 5 млн лет, связанном с началом оледенений в субполярных районах. Так, в районе Исландии температура воды в раннем плиоцене составляла 12°C, в среднем 10–11°C, а в позднем и сейчас 4–5°C. В низких широтах климат в плиоцене был очень изменчив, а его изменения неоднородны и находились в большей зависимости от эволюции оледенения Антарктиды, так как рост южного ледника приводил к увеличению адвекции холодных вод Перуанско-Чилийским и Бенгельским течениями, к усилению экваториального апвеллинга, связанного с пассатными течениями, а частичная деградация ледника вызывала потепление в низких широтах.

Для карты климатической зональности во время фораминиферовой зоны N18 (рис. 96) использованы данные о распределении 125 видов в 112 скважинах. Конец позднего миоцена характеризуется набором из пяти зон. Эти зоны были сдвинуты на север еще дальше, чем в раннем плиоцене и ныне. В Северной Атлантике по сравнению с Северной Пацификой был развит очень обширный СТ круговорот, оттеснивший У зону за 60° с.ш. В Южном полушарии Т зона простиралась далее, чем за 30° ю.ш.

Существовали Калифорнийский и Канарский апвеллинги. Судя по изгибу границы Т зоны в восточном секторе Тихого океана, интенсивное Перуанское течение частично проникало в Атлантический океан [Keigwin, 1982], охлаждая Карибский бассейн, что подтверждает отсутствие Панамского перешейка в это время. Образование порога произошло в середине плиоцена, в раннем плиоцене очевидной связи Атлантического и Тихого океанов в экваториальном районе не было. Температуры поверхностной воды в конце миоцена в исследованной акватории колебалась от 9–10°C в умеренной зоне до 28°C на экваторе, т.е. температурный градиент составлял 19–20°C. В отличие от наших ранее опубликованных представлений [Бараш и др., 1989; Блюм, Соколова, 1987], не подтвердился вывод о резкой контрастности климатических условий высоких и низких широт в конце миоцена. По всей видимости, это заключение касалось только Южного полушария. В данной работе климат конца миоцена представляется в Северном полушарии, особенно в Атлантике, очень теплым и достаточно однородным.



Б

Рис. 93. Вертикальные профили температур поверхностных водных масс Атлантического (А) и Тихого (Б) океанов для среднего плинена (зона N20)

Условные обозначения см. на рис. 88 и 91

А - по изотопным данным: 1 - Aksu, Hilaire-Marcel, 1989; 2 - Jansen, Sejrup, 1985; 3 - Ganssen, 1987; 4 - Oberhansli, Hemleben, 1984; 5 - Weissert et al., 1984

Б - по изотопным данным: 1 - Douglas, Savin, 1973; 2 - Douglas, Savin, 1971; 3 - Douglas, Savin, 1973; 4 - Elmsstrong, Kennett, 1985

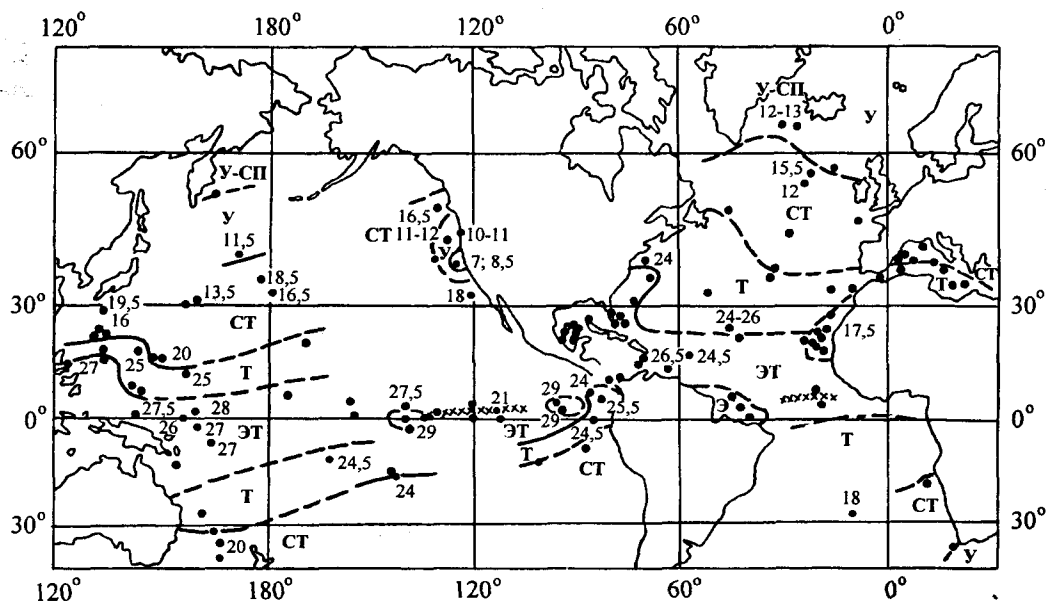


Рис. 94. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в раннем плиоцене (фораминиферовая зона N19 – 4,0–5,0 млн лет назад)

Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

В вертикальных профилях температуры для поверхностных водных масс конца миоцена (рис. 97) часто обнаруживается несоответствие климатической зоны типу стратификации, особенно в центрах океанов, где из-за апвеллингов наблюдается более резкий и высокорасположенный термоклин, чем в соответствующих зонах типах профилей (рис. 97А, фиг. 7, 8; рис. 97Б, фиг. 5). В западных секторах, наоборот, термоклин иногда ступенчатый, был сильно заглублен и растянут. Интересно отметить температурную инверсию подповерхностных вод в районе Исландии: температуры – умеренной зоны, а тип стратификации полярный (рис. 97А, фиг. 1); а также подповерхностный максимум температур в восточном секторе Атлантики (рис. 97А, фиг. 3). Неустойчивость вертикальной циркуляции поверхностных вод в конце миоцена, проявившаяся в специфических температурных профилях, свидетельствует о том, что это время было переходным (переломным) от миоценовой циркуляции к плиоценовой.

Имеется много изотопно-кислородных данных для времени фораминиферовой зоны N17 (5,5–8,0 млн лет назад). Палеоокеанологические свидетельства говорят о том, что это время было самым холодным за весь миоцен (“пессимум позднего миоцена”). Полученные нами вертикальные профили температур (рис. 98) обнаруживают большое сходство с современными: как правило, каждой климатической зоне соответствует свой определенный тип термической стратификации. Отличие этих профилей состоит в более сглаженном и растянутом, чем ныне, термклине, что говорит об активном конвективном перемешивании поверхностных вод.

Отмечается инверсия подповерхностных температур в районах прибрежных апвеллингов (рис. 98Б, фиг. 2, 5). Впервые в высоких широтах Южного полушария появляется типичный полярный тип стратификации вод (рис. 98Б, фиг. 13).

Климатическая зональность для конца среднего миоцена (N14) охарактеризована данными о распределении около 90 видов в кернах 70 скважин. Количество зон в это время было сокращено относительно современного до четырех (рис. 99). Положение границ зон в целом было аналогично их расположению в конце позднего миоцена. Некоторое отличие наблюдается в низких широтах: ЭТ зона в восточной части Атлантики была резко суженной, а в Пацифике полностью отсутствовали условия, характерные для Э зоны. Температуры в ЭТ зоне достигали 27°C. Температурный градиент был ниже, чем в конце позднего миоцена, плиоцена и в позднем плейстоцене, и составлял в исследованном районе 15–16°C. В Тихом океане у берегов Северной и Южной Америки существовали апвеллинги. По нашим представлениям, они впервые появились в середине миоцена.

Отличительной чертой вертикальной термической структуры вод в конце среднего миоцена (рис. 100) являлось широкое развитие подъема подповерхностных вод в экваториальной и тропической зонах, фиксирующееся по очень резкому термклину в верхних 50–100 м (рис. 100А, фиг. 4, 5).

Для построения карты климатической зональности и вертикальных профилей температуры для конца раннего миоцена (N8) использованы данные по 85 видам из кернов 60 скважин. На карте (рис. 101) выделяются пять зон: У, СТ, Т, ЭТ и Э зона,

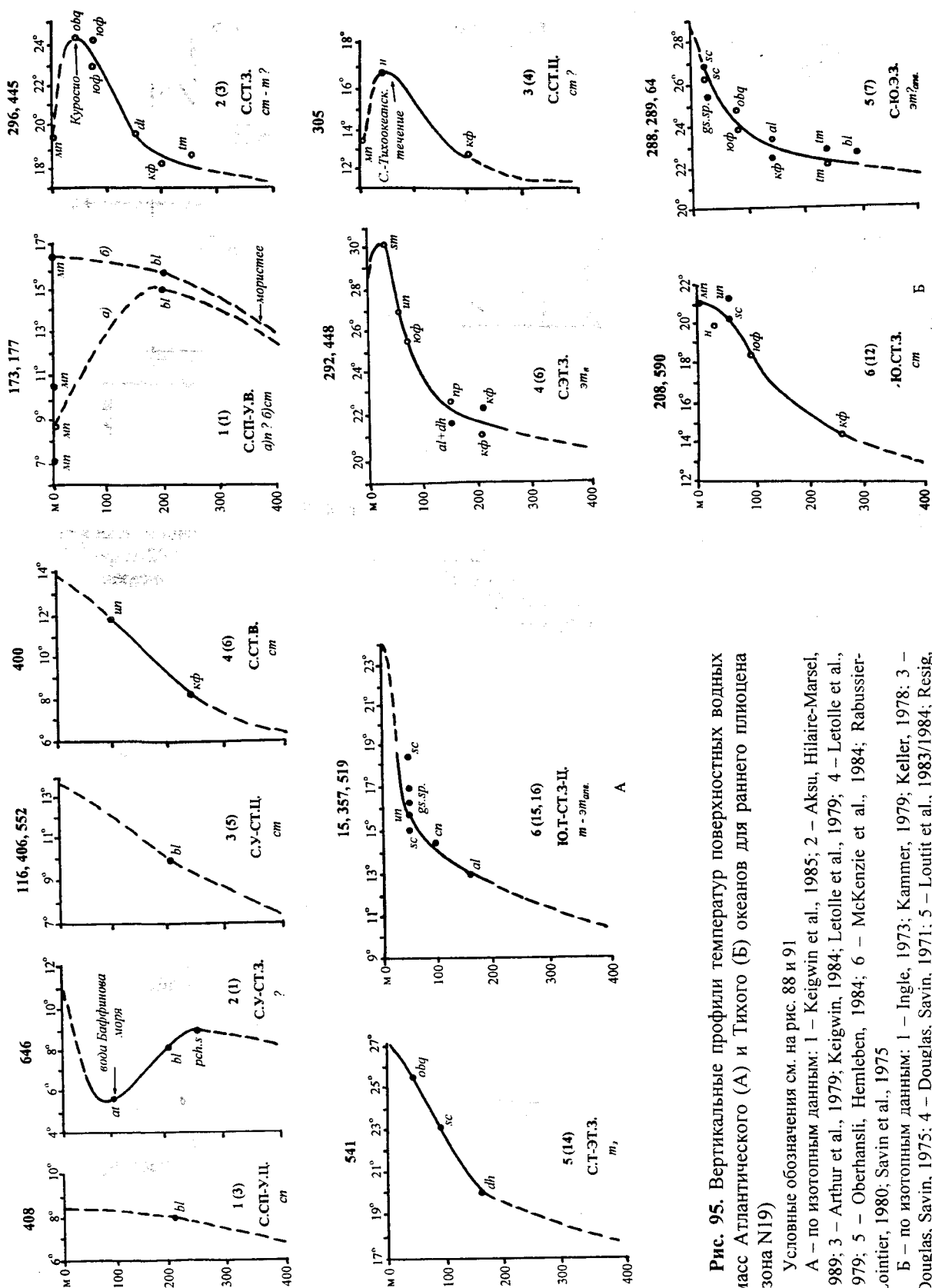


Рис. 95. Вертикальные профили температур поверхностных водных масс Атлантического (А) и Тихого (Б) океанов для раннего плиоцена (зона N19)

Условные обозначения см. на рис. 88 и 91

А – по изотопным данным: 1 – Keigwin et al., 1985; 2 – Aksu, Hilaire-Marsel, 1989; 3 – Arthur et al., 1979; Keigwin, 1984; Letolle et al., 1979; 4 – Letolle et al., 1979; 5 – Oberthansli, Hemleben, 1984; 6 – McKenzie et al., 1984; Rabussier-Lointier, 1980; Savin et al., 1975

Б – по изотопным данным: 1 – Ingle, 1973; Kammer, 1979; Keller, 1978; 3 – Douglas, Savin, 1975; 4 – Douglas, Savin, 1971; 5 – Loutit et al., 1983/1984; Resig, Kroopnic, 1983/1984; 6 – Elmstrong, Kennet, 1985; Loutit et al., 1983/1984

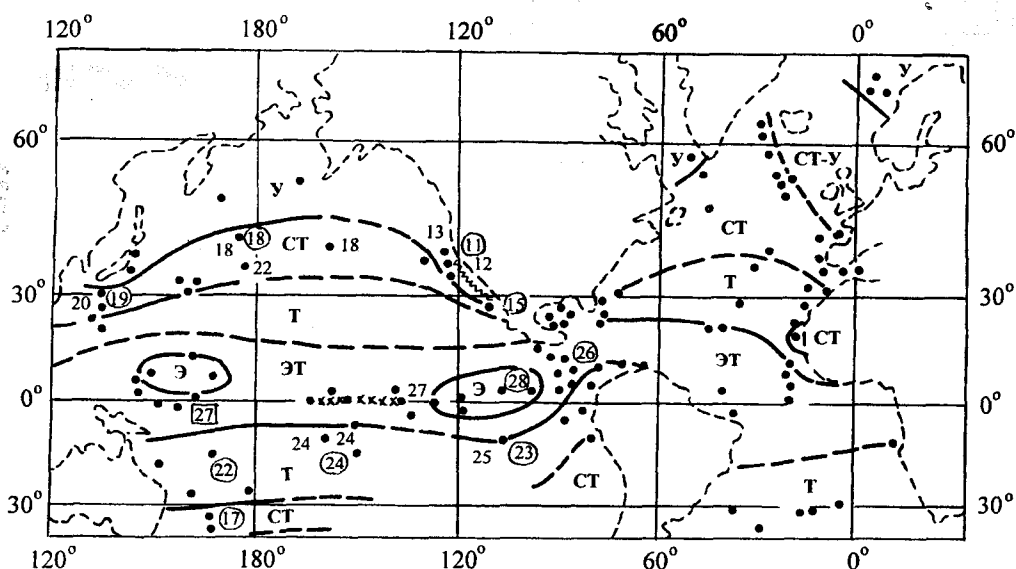


Рис. 96. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в конце позднего миоцена (фораминиферовая зона N18 – 5,0–5,5 млн лет назад)

Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

развитая фрагментарно только в восточной Пацифике в районе Панамского пролива. В связи с меньшим, чем для вышеописанных срезов, количеством фактического материала, границы зон намечены несколько условно. Тем не менее, хорошо видно, что зоны располагались в более высоких, чем сейчас, высотах. Как и на последующих срезах, ЭТ зона протягивалась сплошным поясом. Температура в ней составляла 27–26,5°C, что несколько ниже современных температур в Тихом океане. Температура вод около Гренландии, судя по изотопно-кислородным данным, была равной 14°C. Таким образом, градиент между высокими и низкими широтами не превышал 14–15°C. У берегов Африки был развит слабый Канарский апвеллинг. Бенгельский, Перуанский и Калифорнийский апвеллинги отсутствовали. По положению климатических зон и по обширным площадям, занятым тепловодными акваториями, можно сделать вывод, что время конца раннего миоцена (15–17 млн лет назад) проявилось в океанах как климатический оптимум.

Вертикальное строение поверхностных водных масс в конце раннего миоцена несет специфические черты. В профилях температур (рис. 102) менее четко, чем в вышеописанных для других срезов, проявилось различие восточного и западного секторов океана. В тропико-экваториальном пространстве был развит в основном восточный подтип ЭТ стратификации, характеризующийся очень большим градиентом падения температур, особенно вблизи экватора – до 0,15 град/м в верхних 200 м. Положение термоклина было различным: в Т зоне он был неглубокий (рис. 102А, фиг. 5, 8, 9, 10); в ЭТ и Э зонах – заглубленный (рис. 102А, фиг. 7;

рис. 102Б, фиг. 4, 5, 6). Сглаженным вертикальным профилем характеризовался район Канарского и Бенгельского апвеллингов (рис. 102А, фиг. 4, 11).

Начало раннего миоцена (N4) охарактеризовано сведениями по распределению 70 видов фораминифер в 68 скважинах. Климатическая зональность в это время существенно отличалась от современной и от зональности всех вышеописанных временных срезов миоцена и плиоцена. Достоверно установлено (рис. 103) наличие трех зон в Северном полушарии: СТ, Т и ЭТ. Причем последняя зона была распространена не сплошным поясом, как в последующее время, а разбита на два фрагмента: большой ареал в Западной Пацифике и меньший – в Восточной Пацифике и Карибском море. Судя по изгибу границы ЭТ зоны, у берегов Азии (вероятно, вдоль обширной тогда Зондской суши) проходило теплое течение по направлению к Японии – аналог современного течения Минданао. У берегов Перу, возможно, существовало холодное течение. Для среза получены палеотемпературные оценки от 17 до 26,5°C, но судить о градиенте “полюс–экватор” сложно, поскольку нет данных по высоким широтам Северного полушария. С учетом Южного полушария он составлял не более 15°C [Николаев и др., 1989]. Тем не менее, полученная картина зональности свидетельствует об относительно однородных климатических условиях на всей акватории.

Анализируя климатическую зональность океанов в миоцене, можно сделать вывод о нарастании контрастности климата в течение всего периода. В это время развилась четкая дифференциация зон, и к концу миоцена был представлен полный набор климатических зон, характерный для современных океанов.

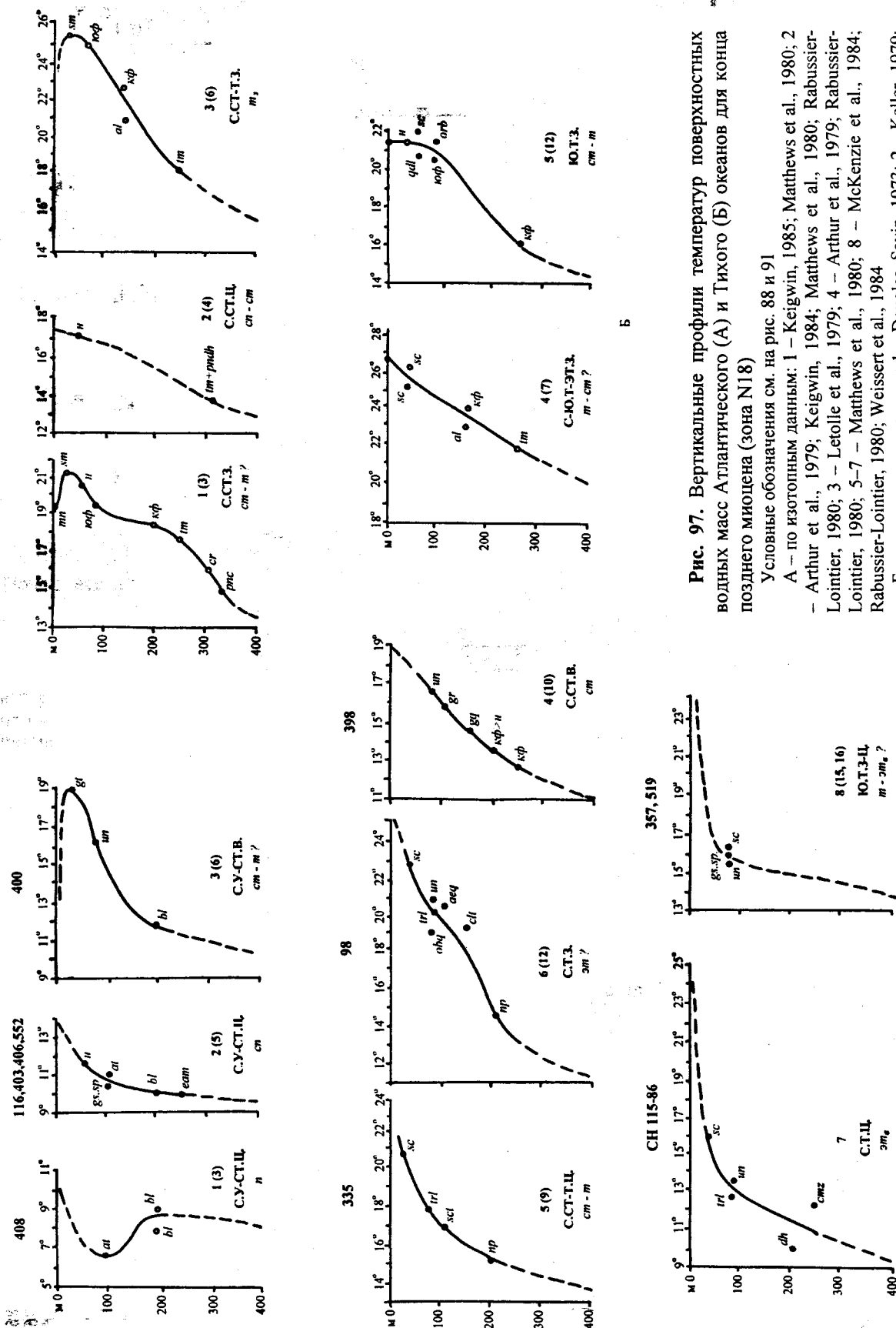


Рис. 97. Вертикальные профили температур поверхностных водных масс Атлантического (А) и Тихого (Б) океанов для конца позднего миоцена (зона N18)

Условные обозначения см. на рис. 88 и 91

А – по изотопным данным: 1 – Keigwin, 1985; Matthews et al., 1980; 2 – Arthur et al., 1979; Keigwin, 1984; Matthews et al., 1980; Rabussier-Lointier, 1980; 3 – Letolle et al., 1979; 4 – Arthur et al., 1979; Rabussier-Lointier, 1980; 5–7 – Matthews et al., 1980; 8 – McKenzie et al., 1984; Rabussier-Lointier, 1980; Weissert et al., 1984

Б – по изотопным данным: 1 – Douglas, Savin, 1973; 2 – Keller, 1979; Douglas, Savin, 1971; Douglas, Savin, 1978; 3 – Douglas, Savin, 1973; 4 – Savin et al., 1985; 5 – Elmsstrong, Kennett, 1985; Loutit et al., 1983/1984

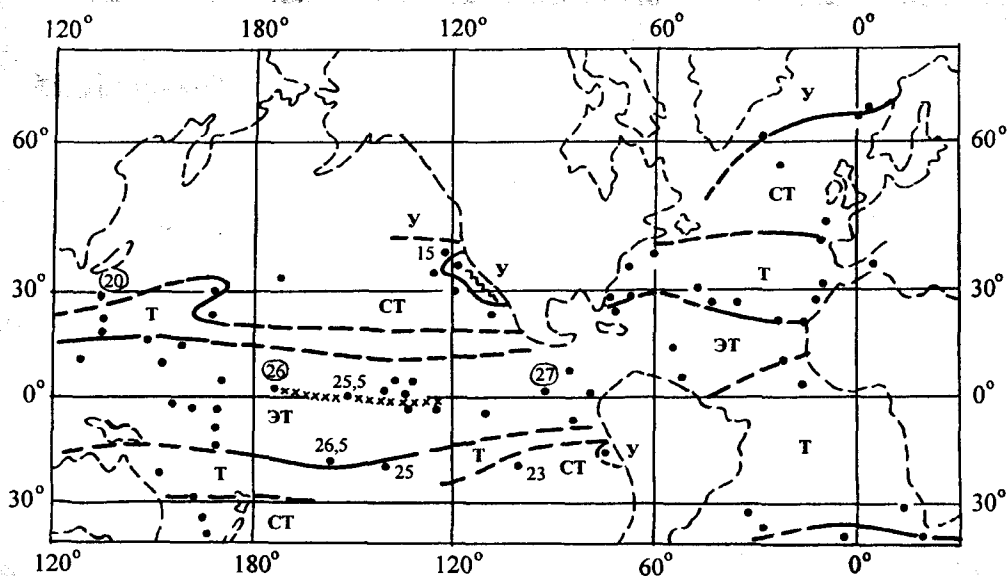


Рис. 99. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в конце среднего миоцена (фораминиферовая зона N14 – 10,5–11,7 млн лет назад)

Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

Почти все вертикальные профили температур для начала раннего миоцена (рис. 104) представлены тропическим и экваториально-тропическим западным подтипом, с большим перепадом температур на глубинах 0–200–250 м. Исключение составляют районы поверхностных течений у берегов континентов (например, на рис. 104А, фиг. 8 – влияние Бенгельского течения; на рис. 104Б, фиг. 5,6 – Южного Пассатного течения и на рис. 104В, фиг. 1,2 – Минданао), где термоклин был неглубоким (ЭТ подтип температурной стратификации).

Анализ вертикальных профилей температуры для раннего миоцена (рис. 102, 104) приводит к выводу о том, что верхний слой воды в раннем миоцене был в целом теплее, чем сейчас, а подповерхностный и глубинный слои были холоднее, чем ныне. Однако для этой отдаленной от настоящего времени эпохи возникает осторожное сомнение по поводу достоверности абсолютных значений температур, полученных, исходя из принципа актуализма.

Максимальные температуры для поверхности океанов были определены по методу “набора видов” или по процентным соотношениям видов, т.е. по аналогии с температурными оценками на основе современной климатической зональности.

Однако комплексы фораминифер раннего миоцена менее разнообразны, чем в последующее время, и представлены морфотипно простыми формами, имеющими широкие адаптационные возможности по отношению к плотности вод. Часто это виды-космополиты, а, по мнению Г.Келлер [Keller,

1981], часть из них – “апвеллинговые” виды, составляющие иногда до 60% комплекса фораминифер в тропико-экваториальном пространстве.

Из видов, по которым выполнен изотопный анализ, мы не можем назвать ни одного достоверно установленного по морфотипическим особенностям поверхностного вида, а виды, с резко утяжеленным изотопно-кислородным составом раковин, по морфотипу отнесены нами к подповерхностной и промежуточной группам [Блюм, 1993]. Поэтому мы, возможно, не имеем достаточно достоверных определений температуры поверхности океана по фораминиферам.

Оценка температуры водных масс проведена на основании изложенных представлений об эволюции изотопного состава океанских вод, в которой мы не можем пока учесть вероятного влияния изотопно-тяжелых вод древнего океана Тетис. Возможно, что в олигоцене и даже еще в раннем миоцене частично существовала соленостная циркуляция подповерхностных вод в низких широтах [Adams et al., 1983]. Это подтверждается почти одинаковым, преимущественно тяжелым, изотопно-кислородным составом раковин почти всех видов по всей акватории и единичными случаями “инверсии экологии фораминифер” [Николаев и др., 1989] на экваторе, когда поверхностные по морфотипам виды имеют самое высокое содержание ^{18}O в своих раковинах. Этот вопрос требует дальнейшей проработки. Таким образом, оценки горизонтального и вертикального градиентов температур для раннего миоцена, возможно, завышены.

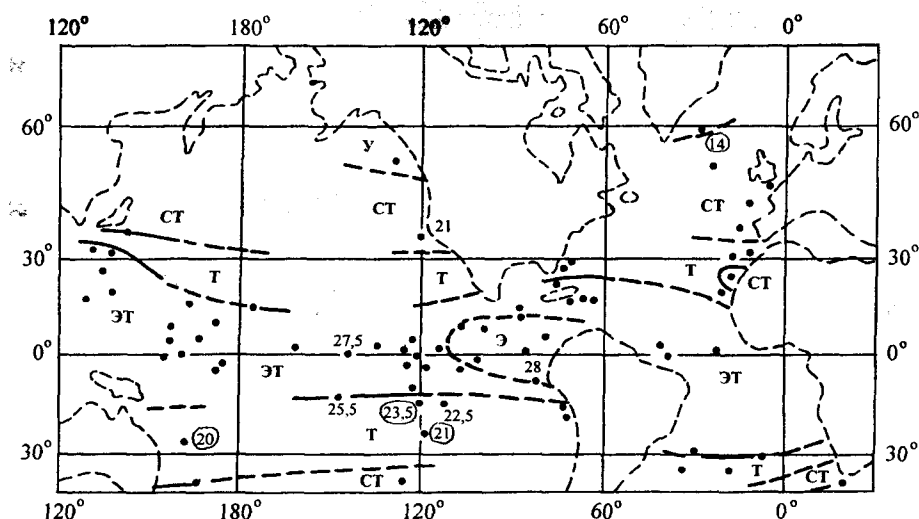


Рис. 101. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в конце раннего миоцена (фораминиферовая зона N8 – 15–17 млн лет назад)
Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

Основные выводы

Анализ карт климатической зональности, опубликованных ранее схем миграции климатических зон [Бараш и др., 1989] и вертикальных профилей температур для временных срезов неогена и плейстоцена позволяет сделать следующие выводы.

1. Эволюция климата в высоких и низких широтах шла неодинаково. В начале миоцена в низких широтах не существовало единой ЭТ зоны, она была представлена лишь двумя фрагментами в Тихом океане. Начиная с конца раннего миоцена, ЭТ зона существовала в виде сплошного пояса в течение всего неогена. Температуры в пределах пояса несколько менялись и составляли 27–28°C в конце раннего миоцена, в среднем были немного ниже (в отношении этой биогеографической зоны см. примечание в сноске выше). Э зона появилась в Восточной Пацифике в конце раннего миоцена в виде небольшого фрагмента, а в конце позднего миоцена фрагментарно зародилась и в Западной Пацифике, где сохранилась в течение всего плиоцена. В плейстоцене Э зона существовала, по-видимому, в климатические оптимумы на западе Тихого океана. Во время оледенений она отсутствовала, так же, как и сейчас.

2. Т зона существовала в течение всего неоген-четвертичного периода в виде биполярно расположенных поясов (за исключением максимума последнего оледенения). В пессимумы плейстоцена она была представлена фрагментарно в западных секторах обоих океанов.

3. СТ зона в течение миоцена занимала обширные акватории и располагалась в значительно более высоких, чем ныне, широтах, достигая 60° с.ш. В самом конце миоцена эта зона сузилась за счет

оттеснения ее к югу У зоной. Эта миграция СТ зоны по направлению к низким широтам продолжалась в плиоцене. В оптимум позднего плейстоцена зона представляла собой узкую субширотную полосу в Северной Пацифике и обширный круговорот в Атлантике. Резкие изменения в положении СТ зоны происходили в позднем плейстоцене: она была биполярной во время оптимума и обширной от 35° с.ш. до 35° ю.ш. в максимум оледенений.

4. Условия, характерные для У зоны, в изученном диапазоне широт Северного полушария появились в конце раннего миоцена в Пацифике и в конце среднего миоцена в Атлантике. Начиная с плиоцена, У зона появляется в обоих океанах достаточно четко и занимает почти те же широты, что и в настоящее время. Палеотемпературные данные говорят о направленном похолодании в У зоне – от 12–13°C в раннем плиоцене до 9–10°C в позднем.

5. Процесс похолодания в высоких широтах привел к возникновению условий, характерных для СП зоны, которая была фрагментарно представлена в раннем и среднем плиоцене и как целостная зона оформилась в позднем плиоцене, когда температуры у Исландии понизились до 4–5°C (пограничные условия П зоны).

6. Анализ всей серии карт приводит к выводу о том, что в течение раннего миоцена произошел резкий переход от относительно однородного климата к контрастному: увеличилось количество зон и начал возрастать температурный градиент между высокими и низкими широтами. Он менялся в течение неоген-четвертичного времени, но в целом увеличился за этот период в 1,5 раза.

7. Самыми тепловодными условиями в низких широтах характеризовались возрастные срезы N8, N19 и N21, а также время 125 тыс. лет назад. Климатические пессимумы в низких широтах прихо-

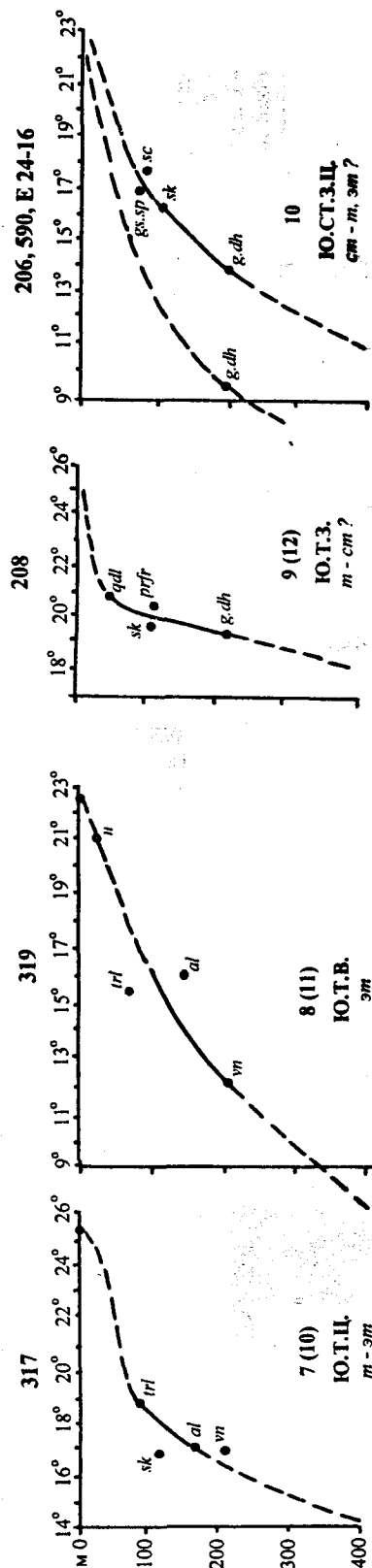
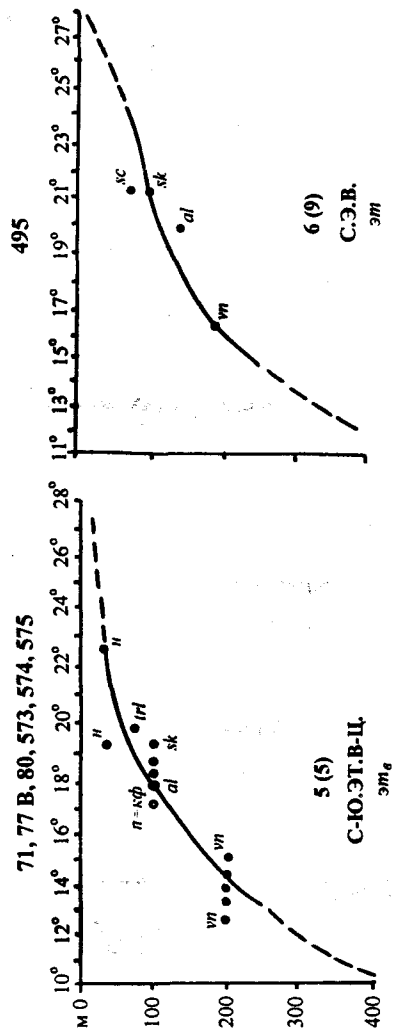
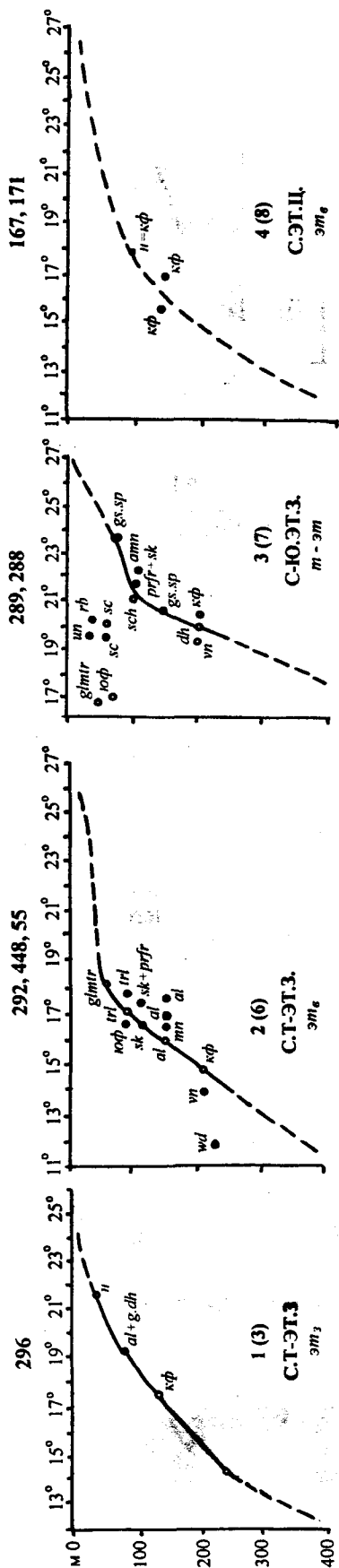


Рис. 102 (окончание)

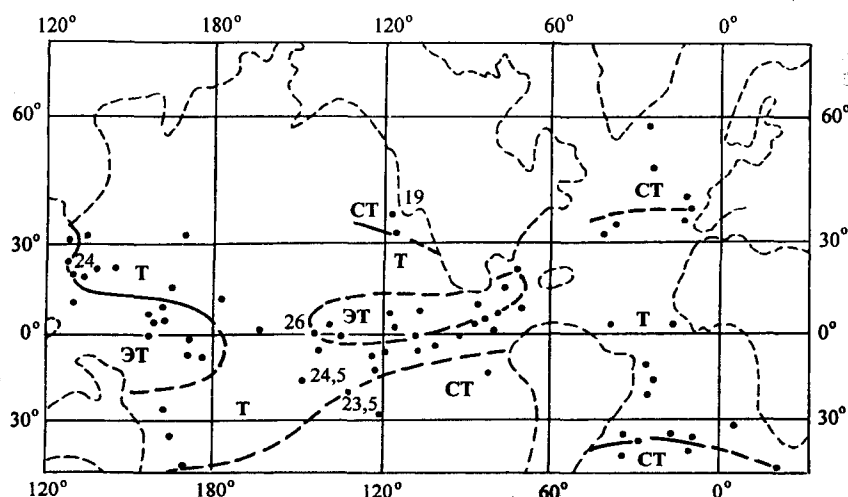


Рис. 103. Климатическая зональность Северной Атлантики и Северной Пацифики в начале раннего миоцена (фораминиферовая зона N4 – 20,0–22,5 млн лет назад)

Условные обозначения см. на рис. 84 и 90

дятся на начало миоцена, часть позднего миоцена и максимумы четвертичного оледенения. В высоких широтах наиболее теплые субтропические условия существовали в течение большей части миоцена и особенно в его конце (N18), а в плиоцене началось направленное похолодание. Самыми холодноводными условиями в высоких широтах характеризовался поздний плиоцен (N21) и максимум последнего оледенения. Таким образом, можно говорить о диахронности климатических изменений в высоких и низких широтах океанов, что следует учитывать при дальних корреляциях палеогеографических событий на материках и в океанах.

8. В конце раннего миоцена впервые появились прибрежные апвеллинги в Атлантическом океане (Канарский и Бенгельский), а в среднем миоцене – в Тихом (Калифорнийский и Перуанский), которые существуют по сей день.

9. Аналоги современных холодных течений Северной Атлантики и Северной Пацифики четко проявляются, по-видимому, со среднего миоцена в связи с усилением общей циркуляции океана.

10. Изучение термической структуры поверхностных водных масс показало, что в целом с изменением количества и положения климатических зон в неоген-четвертичное время происходило смещение границ распространения соответствующих зон типов вертикальной термической стратификации поверхностных вод. В самые теплые эпохи, т.е. когда была высока температура верхнего квазиоднородного слоя (N8 и N19), в низких широтах была развита резкая температурная стратификация вод: четкий и высоко расположенный термоклин с большими вертикальными градиентами. В холодные эпохи, особенно в середине позднего миоцена – N17 – происходило относительное выравнивание температурных условий по глубине, ослабление термоклина в высоких и низких широтах, что свидетельствует об усилении конвективного перемешивания вод в поверхностной структурной зоне океана. Полярный тип стратификации вод с характерной температурной инверсией в подповерхностных водах появился в позднем миоцене в Южном полушарии и в позднем плиоцене в Северном полушарии.

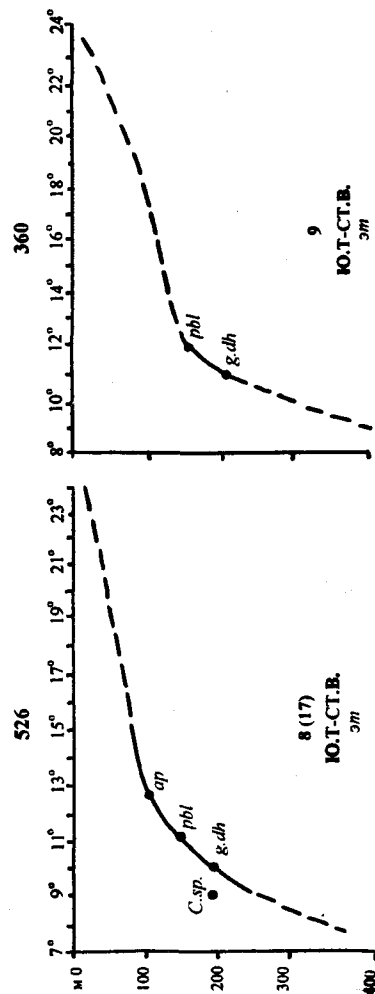
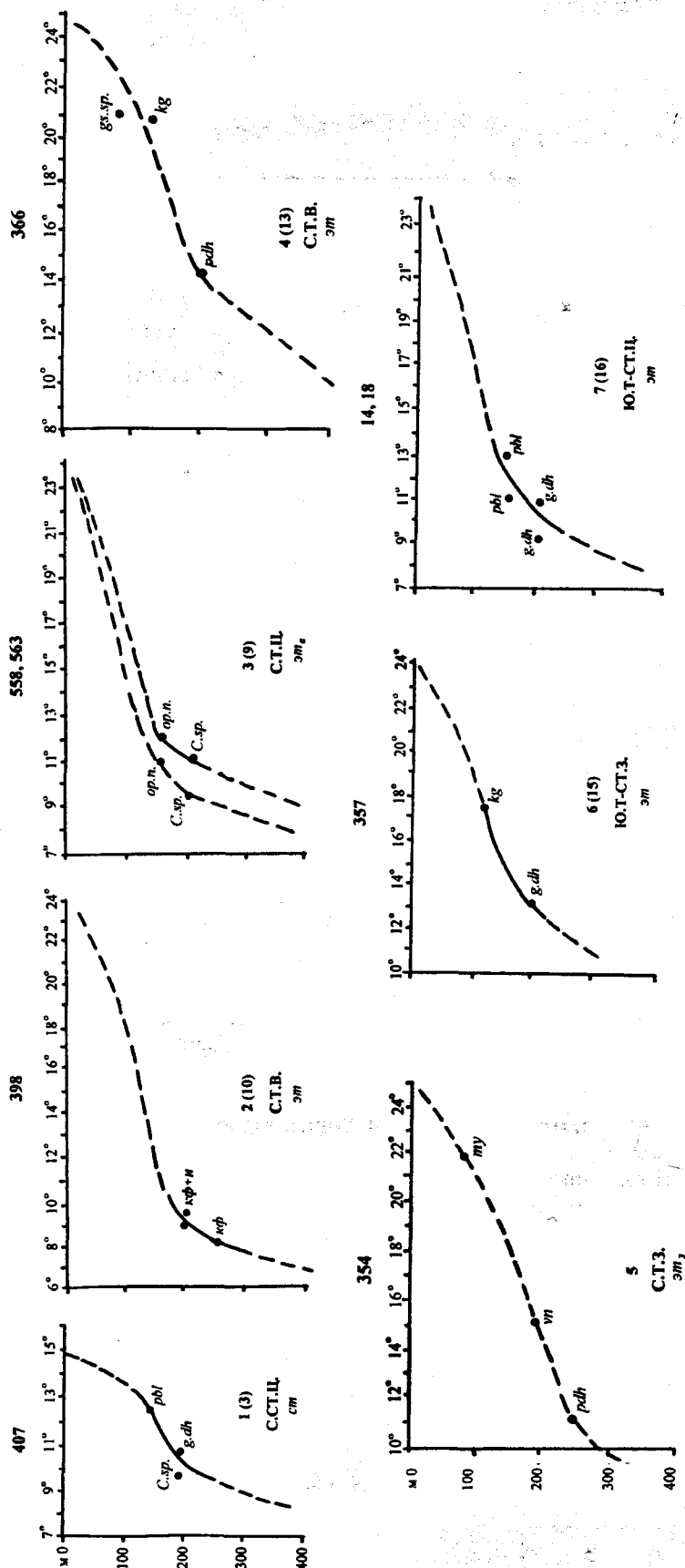


Рис. 104. Вертикальные профили температур поверхностных водных масс Атлантического (А) и Тихого (Б) океанов для начала раннего миоцена (зона N4)

Условные обозначения см. на рис. 88 и 91

А — по изотопным данным: 1 — Savin et al., 1985; 2 — Arthur et al., 1979; 3 — Miller, Fairbanks, 1985; 4 — Rabussier-Lointier, 1980; Savin et al., 1985; 5 — Biolzi, 1983; 6 — Boersma, Shackleton, 1977; 7 — Savin et al., 1985; 8 — Savin et al., 1985; Shackleton et al., 1984; 9 — Savin et al., 1985

Б — по изотопным данным: 1 — Savin et al., 1985; 2 — Savin et al., 1985; Savin et al., 1975; 3 — Savin et al., 1985; Woodruff, Savin, 1991; 4 — Coplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1973; Rabussier-Lointier, 1980; Savin et al., 1985; 5 — Savin et al., 1985; Vincent, Killingley, 1985; 6 — Douglas, Savin, 1978; Savin et al., 1985; 7 — Loutit et al., 1983/1984; Savin et al., 1985; 8 — Loutit et al., 1983/1984; Savin et al., 1985

Глава 10

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КАЙНОЗОЕ

Приведенный в отдельных главах данной монографии¹ фактический материал свидетельствует о неодинаковой степени изученности палеогеографии кайнозоя в различных регионах. Причем, помимо общеизвестного свойства возрастания степени информативности от более ранних эпох к более поздним, неравномерность имеет и пространственно-временную составляющую. Так, наиболее последовательную характеристику для дочетвертичной части кайнозоя содержат материалы по южной половине Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, тогда как четвертичная история запечатлена лучше в северных и центральной частях этих равнин. Ценные данные по отдельным этапам кайнозоя получены для Центральной Азии, Центральной и Северной Якутии, Северо-Востоку Азии, Арктике и Дальнему Востоку, хотя в материалах для перечисленных регионов имеются значительные “разрывы”, особенно для арктических широт. Тем не менее, собранная вместе информация для столь обширной территории, как Северная Евразия, позволяет выявить хотя бы в общих чертах как региональные, так и общие особенности состояния и эволюции ландшафтных систем и климата этой обширной части суши нашей планеты. Существенным дополнением к полученным характеристикам послужили данные по Полярному бассейну, Атлантическому и Тихому океанам, оказывающим непосредственное влияние на климат Северной Евразии.

Попытаемся в кратком виде провести межрегиональное сопоставление основных кайнозойских событий в североевразийской части суши.

Несмотря на то, что рассматриваемая часть континента в этот период находилась уже в координатах, близких к современным, соотношение суши и моря здесь существенно отличалось от современного. На протяжении всего палеогена и по крайней мере до середины неогена морские пространства Тетиса, а затем Паратетиса в трансгрессивные фа-

зы занимали значительные части современной суши юга Восточно-Европейской равнины, Западной Сибири и Центральной Азии, тогда как участки современного шельфа Северного Полярного бассейна являлись продолжением Евразийского континента. Существенно меньшей была геоморфологическая контрастность субконтинента, так как основная фаза поднятий Кавказско-Центрально-Азиатского горного пояса и гор Северо-Востока приходится на последнюю треть кайнозоя, включая альпийскую фазу орогенеза.

Палеоцен (65–54,9 млн лет назад). В самом начале кайнозоя на Восточно-Европейской равнине (датский век) имело место похолодание, а затем во второй половине палеоцена климат оставался близким к позднемиловому или был несколько теплее его. На фоне постепенной регрессии моря на суше на юго-западе равнины распространялась вечнозеленая лесная растительность с *Nipa*, *Nissa*, лавровыми, относящаяся, по А.Н. Криштофовичу, к Гелинденской провинции (об этом свидетельствуют находки на Урале), которая ближе всего отвечает условиям современных тропического и субтропического поясов. На севере равнины произрастала листопадная лесная растительность (цагайская или гренландская), что указывает на хорошо выраженную внутригодовую сезонность в этих районах.

В центральных районах Восточно-Европейской равнины произрастали хвойно-широколиственные леса, отвечающие в основном теплоумеренным и субтропическим условиям, но в этих лесах также участвовали тропические элементы.

На юго-востоке равнины произрастала лесная растительность, близкая к субтропической с участием пальм, миртовых, лавровых. Присутствие жестколистных дубов свидетельствует о росте континентальности климата с запада на восток.

В Западной Сибири, за пределами теплого морского бассейна, который занимал более 60% поверхности, среди заболоченных участков были распространены таксодиевые влажные леса с участием тропических и субтропических элементов. Близкими аналогами таких лесов считаются леса Флориды.

Несколько иной облик имела лесная растительность на северо-востоке Азии. Здесь в основном

¹ Содержание данной главы базируется прежде всего на материалах авторов региональных глав. Автор данной главы и последующего заключительного раздела приносит глубокую благодарность М.А.Ахметьеву за ценные консультации и советы.

произрастали сосново-таксодиевые леса, чередующиеся с широколиственными листопадными лесами с участием представителей вечнозеленой растительности (магнолия, альфароа, нисса), роль которых возрастает в середине палеоцена. В это же время увеличивается участие покрытосеменных.

В целом, в палеоцене на всей территории Северной Евразии была распространена теплолюбивая лесная растительность. Подтверждается представление о меридиональной дифференциации (поясности) этой растительности. Южная половина рассматриваемой части субконтинента была занята лесами, отвечающими кватитропическим (паратропическим) условиям. К северу от 45 – 55° с.ш. на субконтиненте произрастали леса, отвечающие условиям, переходным от субтропических к теплоумеренным. Смена этих поясов не носила резкого характера. Однако важной особенностью северного пояса являлось участие листопадной флоры.

С подобной дифференциацией согласуются и количественные реконструкции климатических показателей (рис. 105)². Для юго-запада Восточно-Европейской равнины восстанавливаются температуры: июля 26°C, января 12°C, среднегодовая 20–25°C, весьма высока годовая сумма осадков – 3000 мм.

В Западной Сибири на юге температуры были близки к восточноевропейским, однако годовое количество осадков здесь было существенно меньшим (1000–1500 мм или несколько более). В северном поясе температуры января также оставались устойчиво положительными (не менее 6–7°C), но были вдвое ниже, чем в южном. Несмотря на такое снижение меридиональный температурный градиент был существенно меньше современного.

На севере Западной Сибири, в современной зоне тундры, положительные отклонения температур составляли: июльских около 20°, январских около 35°, среднегодовых около 30°C.

В составе растительности выявляются также некоторые признаки роста континентальности с запада на восток. В этом же направлении происходит сокращение осадков, что свидетельствует о преобладании западного воздушного переноса, носившего, однако, более равномерный, чем в настоящее время, характер.

В позднем палеоцене, как на западе, так и на востоке, проявляются признаки некоторого похолодания.

Представления о ландшафтно-климатических особенностях палеоцена существенно дополняются материалами по территории Казахстана и Цен-

тральной Азии. Здесь паратропический ландшафтный пояс уже в начале палеоцена простирался на юг, занимая Восточный Прикаспий, Центральный Казахстан и Приаралье. Характерно, что и на этих широтах континентальность несколько усиливается к востоку. Наибольший расцвет паратропических вечнозеленых лесов с участием лавровых, миртовых, санталовых, эбеновых, фикусов в данных районах приходится на вторую половину палеоцена, когда в эпоху танетской трансгрессии установилась устойчивая связь Тетиса с Западно-Сибирским морем, а через него и с Северным Полярным бассейном. В это время среднегодовые температуры становились типичными для внутритропических районов (25–27°C), а годовая сумма осадков была 1500–2000 мм.

Информация по данной территории позволяет выявить южнее области с паратропическими лесами признаки аридизации. Здесь в пыльцевых спектрах из Чары-Суйского и Кызылкумского прогибов появляется пыльца эфедры, полыни, солянок. Очевидно, указанные признаки являются свидетельством формирования уже в начале кайнозоя пояса высокого давления, являющегося частью современной глобальной системы атмосферной циркуляции. Признаки этого пояса были выражены более четко в первой половине палеоцена. Во второй половине, в обстановке более жаркого и влажного климата, зона аридизации сдвинулась к югу и перешла в состояние семиаридной.

Эоцен (54,9–38,0 млн лет назад). В самом начале эоцена уровень тепло- и влагообеспеченности продолжал существенно возрастать, предопределив становление эпохи эоценового оптимума – главного термического оптимума всего кайнозоя. Стратиграфическое положение слоев, отвечающих оптимуму, не во всех регионах определяется одинаково. Даже в пределах Восточно-Европейской равнины на юго-западе его относят к бучакской свите (средний эоцен), а в срединном регионе³ – к каневской свите (конец раннего эоцена). В Западной Сибири оптимум сопоставляется с концом раннего – началом среднего эоцена. На северо-востоке близкий возраст имеет тастахская свита.

Такие расхождения, скорее, связаны с различной хроностратиграфической интерпретацией выделяемых горизонтов в общей шкале кайнозоя. По сумме имеющихся данных оптимум эоцена следует сопоставлять с ранним эоценом (ипрский век) и, возможно, с самым началом среднего эоцена (лютетский век), т.е., вероятно, в интервале 53(54) – 50 млн лет назад.

Раннему эоцену отвечает трансгрессия теплых вод Тетиса как в южной половине Восточно-Европейской равнины, так и в Западной Сибири, на севере которой еще более усиливалась связь с Полярным бассейном (рис. 106 а, б).

³ Под срединным регионом в данном случае рассматривается широтная полоса равнины, расположенная между 50° и 55° с.ш.

² Приведенные на данном графике кривые отражают прежде всего тренды термических изменений в различных регионах. Они имеют неодинаковую детальность, зависящую от степени разработки палеоклиматических реконструкций и характеризуют усредненные величины температур, конкретные определения которых проводились с допуском в несколько градусов, о чем можно судить по материалам, описанным в региональных главах.

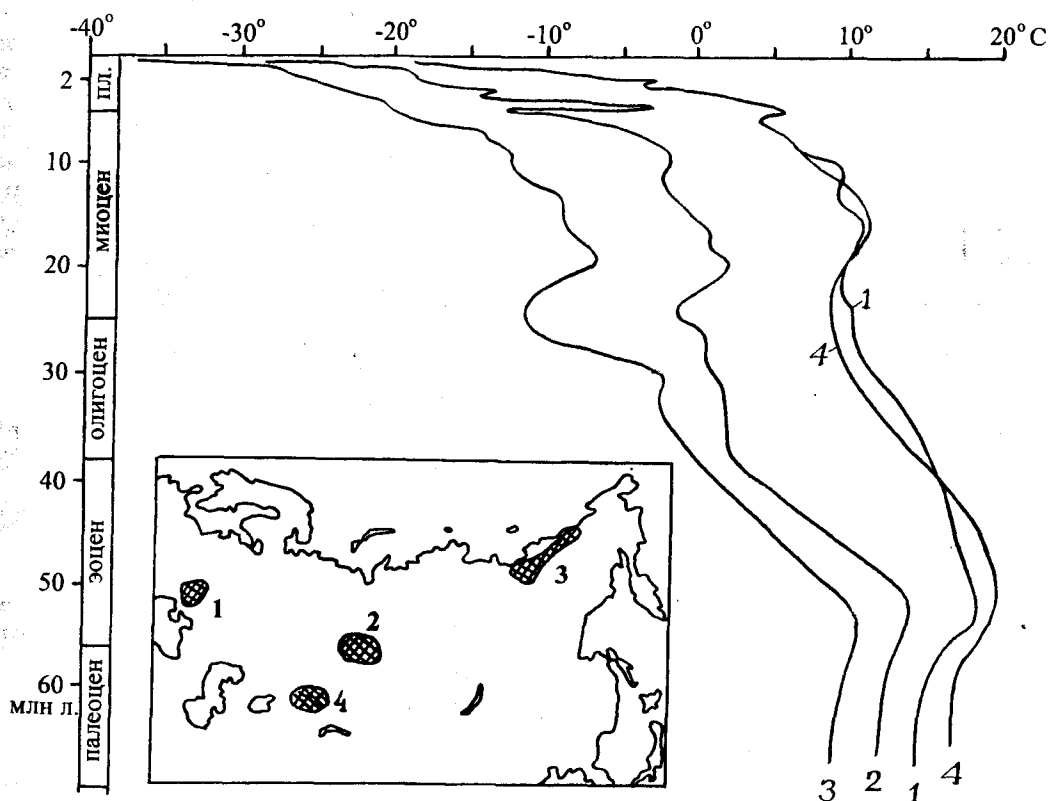


Рис. 105. Палеотемпературные кривые кайнозоя Северной Евразии (средние температуры января) (составил А.А.Величко)

1 – юго-запад Русской равнины, 47°с.ш.; 2 – южная половина Западной Сибири, 55°с.ш.; 3 – Северо-Восток Азии, 70°с.ш.; 4 – Центральная Азия, 43°с.ш.

На юго-западе Восточно-Европейской равнины меридиональные различия в характере растительности стирались. В ее составе возрастала роль не только субтропических, но и тропических древесных растений, в том числе – пальм *Nipa*, *Sabal*, лавровых, миртовых.

В срединной полосе равнины, в пределах Воронежской антеклизы и в Поволжье в лесах также, наряду с субтропическими формами, были широко представлены и тропические, однако, возможно, в несколько меньших масштабах, чем на юго-западе. Квазитропический облик сохраняла растительность и на юго-востоке равнины. Однако здесь появляются некоторые элементы, свидетельствующие о признаках аридизации (жестколистные дубы, миртовые).

В Западной Сибири преобладали леса, где доминировали такие субтропические формы как энгельгартия, мирка, пальмы, свидетельствующие о влажных и жарких условиях.

Южнее, на территории Казахстана и Центральной Азии, также усиливалась роль тропических и субтропических таксонов – пальмовых, санталовых, миртовых. Характерно, что в это время признаки более южного аридного пояса стирались.

На северо-востоке Азии в оптимум эоцена также распространялась наиболее теплолюбивая за весь кайнозой растительность. Однако ее облик существенно отличался от облика растительности обширного квазитропического пояса. Здесь преобладали полидоминантные широколиственные леса с каштаном, орехом, гикори, с участием энгельгартии, миртовых, ниссы, ликвидамбара. Очевидно, распространение подобной растительности свидетельствует о дифференциации мощной лесной зоны оптимума эоцена и о существовании в высоких широтах подзоны лесов, отвечающих субтропическим и, отчасти, теплоумеренным условиям.

Таким образом, в оптимум эоцена на всей территории Северной Евразии получили самое широкое развитие за весь кайнозой наиболее теплолюбивые растительные формации.

Климатические характеристики, несмотря на их выравненность, все же не были однозначными в пределах всего субконтинента. Наиболее высокими температурами, свойственными современному внутритропическому поясу, характеризовался юго-запад Восточно-Европейской равнины. Здесь июльские температуры приближались к 26–28°C, январские – к 20°C, а среднегодовые – к 23–24°C. Годовое количество осадков превышало 1000 мм. Близкие показатели даются и для срединной части равнины, кроме среднегодовых температур, которые в центральных районах равнялись 20–22°C. Немногом ниже оцениваются климатические показатели в Западной Сибири. В ее средней полосе

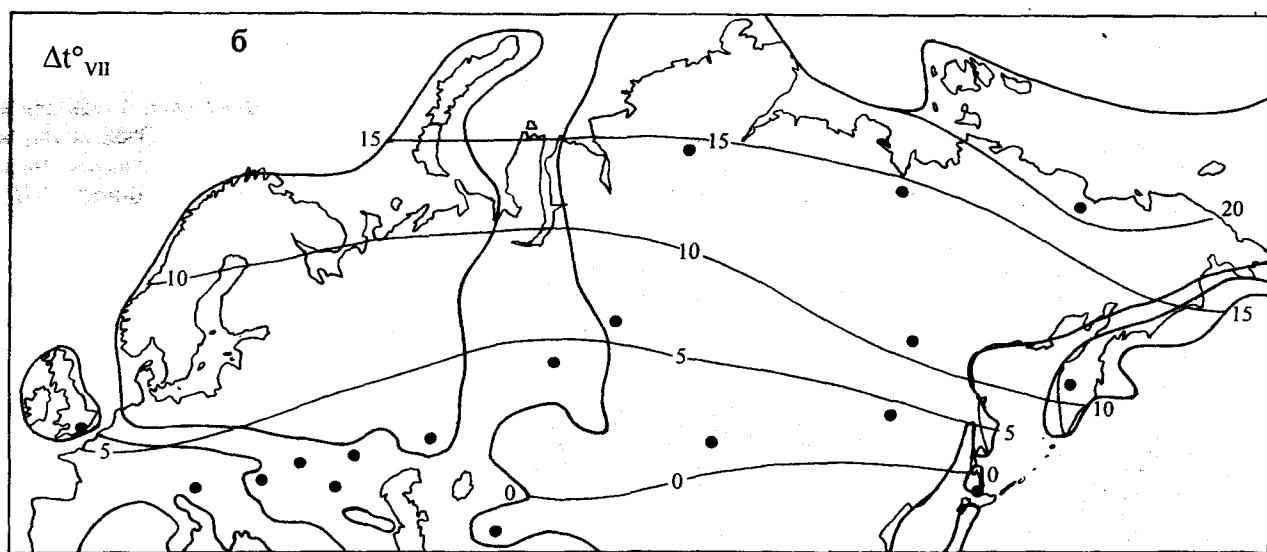
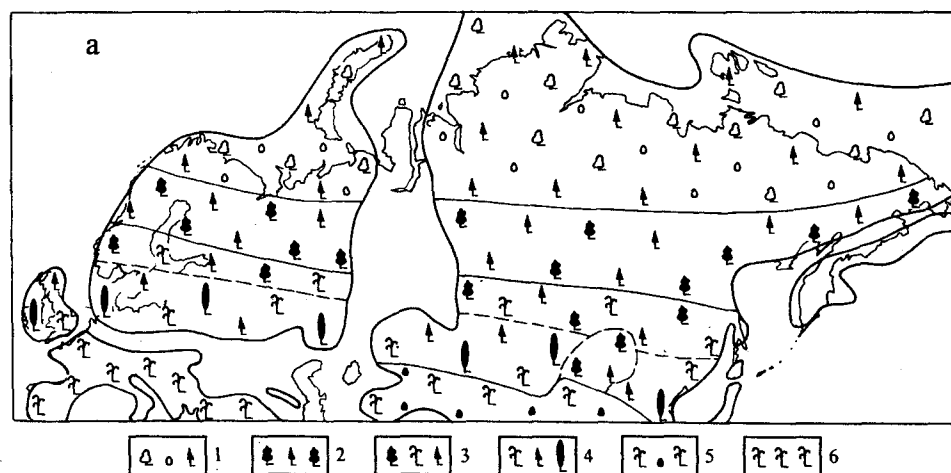


Рис. 106. Палеогеографические карты-схемы территории Северной Евразии в климатический оптимум эоцена
 а – палеоландшафтная реконструкция (по В.М.Синицину [1970], с дополнениями А.А.Величко). Зональные типы растительности: 1 – теплоумеренная с участием бореальных элементов, 2 – теплоумеренная, 3 – теплоумеренная с участием субтропических элементов, 4 – субтропическая, 5 – субтропическая с участием тропических элементов, 6 – паратропическая
 б – реконструкция летних изотерм (в отклонениях от современных значений) (по А.А.Величко, О.К.Борисовой, Т.В.Светлицкой [1995])

июльские температуры приближались к 26° , январские – к 15° , а среднегодовые к $20-22^{\circ}\text{C}$. Годовая сумма осадков сохранялась той же – около 1000 мм и лишь на юге равнины 800 мм.

Южнее, на территории Казахстана и Центральной Азии, июльские температуры мало отличались от указанных выше (от $23-25^{\circ}\text{C}$ в северных районах до $25-27^{\circ}$ на юге). Январская температура приближалась к 15°C . Осадки с севера на юг сокращались от 1200–1500 мм до 600–1000 мм.

Несколько пониженными были температурные характеристики на Северо-Востоке Азии: температуры июля здесь приближались к $20-22^{\circ}\text{C}$, января – к $10-12^{\circ}\text{C}$; соответственно, на $8-5^{\circ}\text{C}$, были ниже

среднегодовые температуры, чем в средней полосе Западной Сибири.

Однако следует еще раз подчеркнуть, что именно в оптимум эоцена имело место общее выравнивание климатических условий на всем пространстве Северной Евразии при наименьшем меридиональном температурном градиенте в условиях (менее 10°C) весьма высокого глобального термического уровня, когда среднеглобальная температура была выше современной более, чем на 6°C [Величко и др., 1995].

Мощный всплеск глобальной теплообеспеченности времени эоценового оптимума послужил как бы рубежом, за которым термический режим кли-

мата Земли после преимущественно высокотемпературного состояния в течение всего мезозоя и начала кайнозоя начал сходиться, хотя и с колебаниями, на более низкие уровни (отрицательный температурный тренд). Наступил новый этап – этап направленного охлаждения ландшафтной оболочки. Внутри этого этапа также выделяются оптимумы, но их значения уже никогда не достигали уровня эоценового оптимума, и они имели тренд к снижению на протяжении остальной части кайнозоя.

Вторая половина эоцена – начало олигоцена. Этот период может рассматриваться как один из интервалов наиболее резкого спада глобальной теплообеспеченности палеогена, приведший к тому, что вблизи границы эоцена и олигоцена (38 млн лет назад) температура в высоких широтах упала на 10–12°C [Kennett, Shackleton, 1976], а в Антарктиде формируется горное оледенение. Появившиеся в последние годы попытки обосновать с помощью численного моделирования возможность развития оледенения в Антарктиде в оптимум эоцена, не подтверждаются фактическими данными, в частности, находками древесной растительности тропического характера этого возраста в Трансантарктических горах [Greenwood, Wing, 1995].

В Евразии на это время приходится смена геллендской флоры полтавской, а в более высоких широтах гренландская флора сменяется тургайской [Криштофович, 1957]. Однако в региональном плане указанные общие изменения проявились с различной интенсивностью, что можно видеть на примере Северной Евразии⁴.

Наименьшие сдвиги имели место на юго-западе Восточно-Европейской равнины. Лесная растительность здесь сохраняла субтропический характер, хотя и несколько обедненного облика. Одно из объяснений этих малых сдвигов – утепляющая роль океана Тетиса. В срединном секторе равнины лесная растительность также сохраняла субтропический облик, но с более континентальными чертами, что, в частности, выразилось в распространении жестколистных дубов в районах, возможно, более удаленных от морского побережья. Однако и температура морских вод, судя по оценкам для юго-востока равнины, снизилась на 5–6°C.

В Западно-Сибирском регионе в рассматриваемом интервале (тавдинское время) изменения носили более выраженный характер. К концу эоцена лесная растительность субтропического характера здесь в значительной степени вытеснена семействами мезофильных и мелколиственных пород (в том числе, – орешник, береза, ольха). Характерно, что и здесь

отмечается распространение жестколистных дубов, указывающее на то, что, наряду с похолоданием, возрастала и континентальность. В качестве возможных факторов, повлиявших на смену условий, рассматриваются сокращение обмена водами западно-сибирского бассейна с Тетисом, проходившее только через Тургайский прогиб, и усиление влияния Полярного бассейна.

Определенные изменения фиксируются и в более южных районах – на территории Казахстана и Центральной Азии. В начале среднего эоцена (начало лютета) в лесах еще преобладают вечнозеленые представители тропиков и субтропиков. Однако похолодание (температура вод падает на 4–5°C) и аридизация и здесь начинают сказываться. Во второй половине среднего эоцена – в позднем эоцене основным типом лесов в Казахстане становятся дубово-лавровые леса, а на юге, включая территорию Узбекистана и Туркмении, устанавливаются аридные условия, где, наряду с мелколиственными лавровыми и сумахом, распространяются кустарниковая растительность и формируются эвапориты.

В высокоширотном поясе Евразии – на Северо-Востоке – в начале второй половины эоцена еще преобладают широколиственные листопадные леса с орехом, падубом, буком, с небольшим участием вечнозеленых. Наряду с ними существовали хвойно-широколиственные леса с ольхой и березой. К концу эоцена распространяются широколиственно-мелколиственные леса с участием адаптированных к суровым условиям разнообразных кустарников.

Если количественные оценки климата на юго-западе Восточно-Европейской равнины мало отличались от таковых для оптимума эоцена (выявляется снижение летних температур приблизительно на 2°C), то восточнее для конца эоцена устанавливается снижение на 12–10°C зимних температур и на 5–6°C – среднегодовых; на 150–200 мм уменьшилось годовое количество осадков. В средних широтах Западной Сибири среднегодовые температуры также понизились на 3–6°C, прежде всего, как и в Восточной Европе, за счет снижения зимних температур.

Весьма существенным было похолодание в Казахстано-Центральноазиатском секторе. Уже в лютете среднегодовые температуры здесь снизились на 8–10°C, а в конце эоцена (приабон) они еще упали до 8–9°C. И здесь сокращение шло также за счет зимних температур. Уменьшение осадков до 200–600 мм особенно велико было на юге в аридной зоне.

Наконец, на Северо-Востоке снижение температур также происходило прежде всего в холодное время года. С 10–12°C в оптимум они упали до 3–6°C.

Олигоцен (38,0–24,6 млн лет назад). На юго-западе Восточно-Европейской равнины олигоцен также не сопровождается в условиях морской трансгрессии резкими колебаниями. Растительность была представлена сосновыми и широколи-

⁴ Особенности этого интервала специально рассмотрены в монографиях "Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР." Часть I (Отв. ред. В.А.Крашенинников и М.А.Ахметьев), Москва: ГЕОС, 1996, с. 314 и "Eocene-oligocene climatic and biotic evolution" (Ed-s D.R.Prothero and W.A.Berggren). Princeton University Press, 1992, p. 568.

ственными лесами с участием вечнозеленых элементов (особенно в середине олигоцена), роль которых в целом сокращается от начала олигоцена к его концу. В срединном регионе был более выражен тургайский характер флоры. Наряду с участием здесь вечнозеленых видов, основной фон составляли формы, свойственные теплоумеренным лесам с участием граба, березы, вяза, ольхи. Их значение было особенно велико в эпоху существенного раннеолигоценового похолодания. На юго-востоке равнины, как и в срединном регионе, были распространены также хвойные, таксодиевые леса. К концу олигоцена здесь исчезают вечнозеленые, субтропические элементы.

В Западной Сибири в раннем олигоцене также исчезают вечнозеленые формы, и господствующее положение занимают мезофильные листопадные леса с участием хвойных элементов. Расцвет флоры тургайского экотипа здесь приходится на поздний олигоцен, в условиях прибрежных равнин обширного туртасского озера-моря, постепенно отчленявшегося от регрессирующего морского бассейна Паратетиса, что отчасти можно связать с глобальной регрессией океана, определявшейся развитием покровного оледенения в Антарктиде и формированием циркумантарктического холодного течения. Оледенение Антарктиды акцентировало глобальное похолодание в олигоцене.

Существенная смена ландшафтной обстановки произошла и южнее. На территории Казахстана уже в начале олигоцена исчезают наиболее теплолюбивые формы, лесная растительность состояла из умеренно теплолюбивых листопадных форм, а также хвойных. Во второй половине раннего олигоцена в условиях существенной аридизации распространяются древесно-кустарниковые формации с участием мелколистных лавров, жестколистных восковниц. На всей территории Южного Казахстана идет формирование красноцветов.

Некоторое увлажнение наступает в позднем олигоцене в условиях трансгрессии Паратетиса, когда произошло его соединение с Атлантикой.

Характер тургайской растительности в условиях Северо-Востока определялся распространением смешанных сосново-березовых, в меньшей степени смешанных листопадных лесов с сосной, тсугой, секвойей, буком. Сходный характер имели леса в Центральной Якутии. Из термофилов здесь принимали участие лапина, ликвидамбар, нисса, каштан. Резкое возрастание роли холодостойких компонентов происходит в этих регионах в конце олигоцена, когда в растительности смешанных сосново-березовых лесов постоянно присутствуют кустарниковая береза и ольховник.

Реконструированные климатические параметры Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин указывают на продолжающийся тренд к похолоданию. По сравнению с переходным периодом от позднего эоцена к концу олигоцена, здесь на 2–4°C снизились среднегодовые температуры и при-

мерно на такую же величину – зимние температуры. Более существенным было снижение зимних температур до 2–5°C (а временами, возможно, с заморозками) на территории Казахстана и Центральной Азии; здесь же имело место сокращение осадков. Понижение зимних температур, вплоть до отрицательных величин, происходило на Северо-Востоке.

Значительные перестройки в общей структуре ландшафтной оболочки происходят в неогене. Для этого же периода становится характерным возрастание частоты ландшафтно-климатических изменений, а также становление термогалинной циркуляции в океане.

Миоцен (24,6–5,1 млн лет назад). На юго-западе Восточно-Европейской равнины, в условиях трансгрессии и продолжающегося похолодания, произрастали леса, близкие к тем, что сейчас существуют в Северном Средиземноморье. Однако во второй половине раннего миоцена, около 21–20 млн лет назад (саракальский горизонт), роль субтропических элементов возрастает. Наступает первый миоценовый оптимум, когда температуры января повышались до +10°C при летних температурах 23–24°C.

В среднем миоцене температуры несколько снижаются, широкое распространение получают хвойные лесные элементы.

В начале позднего миоцена (в начале сарматского этапа, 11,3–10,3 млн лет назад) преобладают леса субтропического облика с примесью тропических элементов. Это время отвечает второму климатическому оптимуму миоцена с температурами холодных месяцев 8–10°C.

Существенные ландшафтные изменения происходят в позднем сармате. В это время в Северном Причерноморье в условиях аридизации распространяются травянистые сообщества – прототипы степей, но зимние температуры продолжают оставаться стабильно положительными (+5–+6°C). В верхнем сармате (9,0–6,8 млн лет назад) достаточно высокий термический уровень сохраняется, но в условиях возрастающей аридизации получают устойчивое развитие степные ассоциации.

В конце миоцена (в позднем меотисе, около 6,0–5,5 млн лет назад) происходит формирование нового компонента структуры ландшафтной оболочки – зоны степей. Это время совпадает с известным событием глобального значения – мессинским кризисом.

В срединном регионе Восточно-Европейской равнины на вторую половину раннего миоцена также приходится оптимум с господством субтропических и теплоумеренных условий. Важно отметить, что уже в среднем миоцене на юге данного региона (Нижний Дон) количество трав в пыльцевых спектрах достигает 25%. В первой половине среднего миоцена температуры июля были близки к 25°, января – к 3°C при среднегодовой температуре около 15°C. Во второй половине среднего

миоцена отмечается похолодание – летние температуры не превышают 23°, январские – +1°C, при среднегодовой около 13°C. Продолжается усиление роли недревесной растительности. В конце среднего сармата – в позднем сармате ее доля постепенно увеличивается до 50%. В меотисе на Нижнем Дону доля недревесной растительности достигает 60–70%. Здесь также распространяются степи, но более сухие, с участием такого ксерофита, как эфедра; реконструируемые суммы годовых осадков (350–400 мм и менее) свидетельствуют о значительной аридизации. На юго-востоке равнины в миоцене также были выражены оптимумы в конце раннего миоцена и в конце среднего миоцена (температуры июля от 18° до 26°C, января от +2° до +8,5°C, среднегодовые около +14°C). Здесь похолодание и аридизация в позднем миоцене проявились отчетливее, чем в более западных районах: об этом свидетельствуют низкие температуры июля (+14°C), отрицательные температуры января (около -5°C), почти вдвое понизились среднегодовые температуры по сравнению со вторым оптимумом миоцена.

Ландшафтные перестройки, сопровождаемые общей тенденцией к похолоданию, в миоцене охватили также и Западную Сибирь. В начале миоцена хвойно-широколиственные леса были еще близки к олигоценным, но в них возросло участие мелколиственных пород. При еще достаточно высоких среднегодовых температурах (15–16°C) годовые осадки также оставались на уровне 700–800 мм.

Из двух оптимумов миоцена в Западной Сибири четко проявился первый, отвечающий концу раннего – началу среднего миоцена (20–18 млн лет назад). В это время на озерной равнине более неморальный характер носили хвойно-широколиственные леса в условиях несколько возросшей теплообеспеченности (о чем свидетельствует повышение среднегодовых температур до 16–18°C). В эпоху похолодания среднего миоцена возрастает роль мелколиственных пород, особенно ольховых, тургайский тип растительности теряет свою выраженность.

В начале позднего миоцена на равнине более четко начинает проявляться широтная дифференциация. В пределах Обь-Иртышского междуречья распространялись мелколиственные леса с некоторым участием широколиственных пород, южнее они сменялись лесостепью с участием ксерофитов. Похолодание отразилось в понижении среднегодовых температур до +12°C, а аридизация – в сокращении осадков: в центре до 500–600 мм, на юге до 300 мм. Особенно сильная аридизация наступает в конце миоцена – в позднепавлодарское время, которое и здесь сопоставляется с мессинским кризисом. Для юга равнины реконструируются сухие марево-полюнные степи и даже полупустыни, лишь по долинам сохранялась разреженная древесная растительность (саванны?).

Еще более мощно процесс аридизации проявлялся в течение миоцена на территории Казахстана и Центральной Азии, где он начался с “великого озерного этапа”. Уже в середине раннего миоцена (бурдигал) на холмистых заозеренных равнинах формируются первые устойчивые травянистые ценозы – прообразы степей с участием сложноцветных, гречишных, полыней, галофитов. В конце бурдигала леса, в которых доминировали жестколистные породы, сохранялись лишь в виде островных участков среди травянистых сообществ. Среднегодовые температуры в это время были весьма высокими (первый оптимум миоцена?) при температурах июля 22–24°C, а января – близких к нулю. Во второй половине среднего миоцена наступает похолодание. В конце его среднегодовые температуры снизились на 5–6°C. На севере региона появляются темнохвойные мелколиственные леса. В начале позднего миоцена снова возвращается более теплый и аридный климат. Пояс степей в это время уже простирался от Прииртышья до Прибалхашья, где годовая сумма осадков не превышала 300 мм.

В высоких широтах субконтинента – на Северо-Востоке и в Центральной Якутии – в миоцене сохранялась лесная растительность. На Северо-Востоке в нижнем – начале среднего миоцена господствовали леса, в которых доминировали сосна и береза, но принимали участие, кроме разнообразных хвойных, также бук, липа, падуб, ильм. В конце этого интервала возрастает роль смешанных полидоминантных листопадных лесов, что связывается с первым миоценовым оптимумом. Правда, предполагается, что и в это время среднегодовые температуры не поднимались выше 5°C. Для района Центральной Якутии реконструируются температуры января около -6°C. В условиях похолодания среднего миоцена здесь преобладают смешанные широколиственно-сосново-мелколиственные леса. Среднегодовые температуры в это время снижались до +3°C, а морозы могли достигать -20°C.

На протяжении большей части позднего миоцена в составе лесной растительности возрастает роль мелколиственных пород, происходит деградация тургайского типа растительности. Климат становится холодно-умеренным. Для конца позднего миоцена (эпоха 6,6–5,1 млн лет назад, по времени сопоставимая с мессинским кризисом) вероятно возникновение сообществ, положивших начало формированию тундры, занимавшей осушенные пространства Арктического шельфа.

Тогда же могли проявляться криогенные процессы сезонного характера.

На Дальнем Востоке, относящемся к области муссонного климата, в интервале миоцена также выявляются сходные фазы развития ландшафтно-климатических обстановок: похолодание на переходе от олигоцена к раннему миоцену; оптимум раннего миоцена с высокими температурами января (+12–13°C) и июля (+25–28°C) и осадками, превышавшими 1700 мм в год, когда произрастали ле-

са субтропиков Юго-Восточной Азии; слабое похолодание в среднем миоцене, в основном за счет снижения зимних температур до $4-7^{\circ}$ и весьма существенное похолодание в конце миоцена, когда зимние температуры становятся слабо отрицательными, а лесная растительность представлена в основном хвойно-широколиственными сообществами.

Таким образом, миоцен являлся важнейшим этапом ("предтечей"), предопределившим начало формирования современной зональной структуры (облика) ландшафтной оболочки.

Этот процесс проходил на фоне колебательного процесса, направленного в сторону похолодания.

Понижение термического уровня глобального климата проявилось и в развитии оледенений. Середина миоцена (16–12 млн лет назад) – время, когда, наряду с активным ростом оледенения Антарктиды (сопровождаясь расширением пролива Дрейка и возрастанием роли циркумантиарктического течения), возникают оледенения в Северном полушарии – в Скалистых горах Северной Америки и на Аляске. В позднем миоцене положено начало истории оледенения Исландии и, вероятно, Гренландии.

С серединой миоцена связана также активизация тектонических движений альпийского орогена, обусловивших воздымание гор юга Европы, Центральной Азии, Тибета и горных областей Северо-Востока Сибири.

Однако возникшие в миоцене новые элементы зональной структуры в плиоцене еще не были устойчивыми.

Плиоцен (5,1–1,6 млн лет назад). Даже на юго-западе Восточно-Европейской равнины, где колебания носили сглаженный характер, с переходом к плиоцену – в понте (5,4–4,7 млн лет назад) лишь в начале еще сохранялись лесостепные ландшафты, вытесненные затем теплоумеренными широколиственными лесами, существовавшими в условиях положительных зимних температур ($2-4^{\circ}\text{C}$).

В последующий, киммерийский, этап (4,7–3,4 млн лет назад) теплообеспеченность еще более возрастала, и интервал 4,2–4,0 млн лет назад рассматривается как оптимум плиоцена. В это время в составе лесов заметную роль играли субтропические элементы, а травянистые ассоциации были представлены болотно-луговой растительностью.

Вторая половина плиоцена характеризуется колебаниями климата на более низком термическом уровне и возросшей аридизацией, обусловившей рецидив степных формаций. Наиболее существенное похолодание в среднем акчагыле сопоставляется с претиглием Западной Европы, 2,7–2,1 млн лет назад. Возможно, оно отвечает развитию оледенения в Скандинавии [Гричук, 1981], когда температуры января понижались до -10°C даже в этом южном районе.

О существовании субтропических условий в киммерийский оптимум плиоцена, в том числе и в центральных районах равнины, свидетельствует

распространение красноцветов в донской депрессии, а также остатки фауны, указывающей на наличие на юге лесной и лесостепной растительности субтропического характера. Судя по данным для Юго-Западного Приазовья, помимо основного оптимума в киммерии проявлялись волны потепления второго порядка.

В эпоху плиоценового пессимума среднего акчагыла в средних широтах равнины распространялись хвойно-мелколиственные леса с участием *Betula humilis*, которые на юге сменялись лесостепью. Во второй половине акчагыла наступают более теплые и влажные условия, а в начале позднего акчагыла снова следует волна существенного похолодания. В бассейне Среднего Дона реконструируются температуры января -16°C при довольно низких июльских температурах ($+16^{\circ}\text{C}$) и распространение лесов таежного типа. С переходом к эоплейстоцену теплообеспеченность вновь возрастает.

На юго-востоке равнины также в раннем плиоцене выделяется значительное потепление, но здесь оно сопоставляется с ранним понтом, а не с киммерием; потепления выделяются также в среднем плиоцене и в начале позднего (в среднем акчагыле). Но даже в эти эпохи зимние температуры могли переходить через 0°C (от -5° до $+5^{\circ}\text{C}$). Таким фазам соответствуют волны распространения хвойно-широколиственных лесов. Эпохи потепления сменялись волнами похолоданий, из которых наиболее значительным было похолодание в конце раннего плиоцена, когда зимние температуры снижались до $-3-8^{\circ}\text{C}$. Похолодания сопровождалась аридизацией, господствующее положение занимала растительность степей и полупустынь с участием тундровых элементов. Следует признать отсутствие четкой корреляции событий плиоцена этого района с таковыми более западных территорий.

С учетом автономных особенностей, как и на Восточно-Европейской равнине, можно интерпретировать плиоценовую изменчивость ландшафтно-климатических обстановок в пределах Западно-Сибирской равнины. В самом начале раннего плиоцена продолжалась тенденция к похолоданию, хотя условия оставались существенно теплее современных (на широте Омска среднеянварские температуры не опускались ниже -8°C). Преобладали степные формации, а хвойно-широколиственные леса с грабом, вязом, дубом, липой занимали ограниченные пространства. В середине раннего плиоцена похолодание возрастает, январские температуры опускаются ниже -24°C . Но затем интервал 4,9–4,4 млн лет назад характеризуется резким повышением теплообеспеченности (средние температуры января на широте Омска были в пределах $0-+4^{\circ}\text{C}$). С ним связывается главный климатический оптимум плиоцена. Реконструируются условия мощной аридизации и господство на юге равнины полупустынных и пустынных формаций. После короткого, но существенного похолодания в середине раннего плиоцена, когда зимние температуры понизились

до $-17\div-18^{\circ}\text{C}$ и степные сообщества продвинулись далеко на север, в интервале 4,3–3,5 млн лет назад снова выделяется потепление с колебаниями температур от -8 до $+8^{\circ}\text{C}$ с чередованием на юге условий резко аридных (полупустыни?) и семиаридных лесостепных, с участием широколиственных формаций.

Оптимум плиоцена проявляется также и в Дальневосточном регионе в виде фазы полидоминантных широколиственных лесов.

Поздний плиоцен (3,1–1,8 млн лет назад) характеризуется прогрессивным похолоданием (температуры января опускаются до $-16\div-18^{\circ}\text{C}$), оно особенно усиливается на границе с эоплейстоценом. В это время на юге (Павлодарское Прииртышье) получают преимущественное распространение степные и лесостепные формации, а в лесной зоне (ее границы становятся близкими к современным) происходит выпадение широколиственных форм.

Южнее Западно-Сибирской равнины, на территории Казахстана, динамика ландшафтно-климатических изменений в плиоцене остается слабо изученной. Предполагается существование здесь не менее двух фаз аридизации и увлажнения (при преобладании степных и полупустынных формаций), сопоставимых с основными фазами потеплений и похолоданий на Восточно-Европейской равнине.

В плиоцене высоких широт Северной Евразии, судя по данным, полученным на приморских равнинах Полярного бассейна и межгорных впадинах Северо-Востока, выделяется два главных этапа. В раннем плиоцене (бегуновская свита) вплоть до морского побережья были распространены леса, преимущественно березовые с примесью хвойных, включая тсугу, небольшое участие принимали даже такие формы, как граб, лещина, восковник. Отсюда следует вывод о еще умеренном, влажном климате и об отсутствии многолетней мерзлоты.

Качественные ландшафтно-климатические перестройки происходят во второй половине плиоцена. В период формирования кутуяхской свиты (1,8–3,4 млн лет назад) лиственнично-березовые редколесья в условиях похолодания среднекутуяхского этапа уступают место тундровой формации. В это же время распространяется первая волна многолетней мерзлоты, горно-долинные ледники выдвигаются в предгорья. В самом конце плиоцена суровость климата, возможно, несколько ослабевает. Еще более отчетливо признаки смягчения условий проявились в следующей за кутуяхской – чукоченской – свите. Однако, судя по верхней возрастной границе кутуяхской свиты, чукочинская свита формировалась в основном в эоплейстоцене.

Рассматривая в целом суммированные выше в кратком виде данные по палеогеографии плиоцена Северной Евразии, можно отметить следующее. В плиоцене возросла частота климатических колебаний и ландшафтных перестроек. В этот же период усилился тренд к похолоданию. Особенно он возрос

после раннеплиоценового оптимума, последнего из главных (но и наименьшего по термическому уровню) оптимумов кайнозоя.

С учетом интерпретации данных, существующих для Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, складывается впечатление об очень резком возрастании степени континентальности, аридизации с запада на восток, когда леса умеренно-субтропического облика на западе контрастировали с сухими степями и полупустынями (пустынями?) на юге Западной Сибири. Для объяснения такого контраста можно, конечно, высказать предположение о том, что на западе большая гумидность климата обеспечивалась приморским положением района и его относительной близостью к влиянию Атлантики. Однако необходимо отметить, что более корректное сопоставление событий в различных регионах нуждается в более надежном хроностратиграфическом обосновании.

Важнейшим палеогеографическим рубежом следует считать глубокий климатический пессимум в интервале 2,7–2,1 млн лет назад, когда типичными стали отрицательные температуры в холодные сезоны года. С ним связывается не только возможное развитие первого покровного оледенения в Скандинавии. Этот интервал хронологически совпадает с кутуяхской свитой, с которой связано распространение многолетней мерзлоты на севере Азии. В целом, если обстановка второй половины миоцена может рассматриваться как предтеча ландшафтно-климатической структуры, напоминающей современную, то плиоцен, особенно его вторая половина, может рассматриваться как эпоха стабилизации этой структуры, проявления всех главных зональных подразделений и начала устойчивого развития главных криосферных процессов на суше Северной Евразии – покровного (или полупокровного) оледенения и многолетней мерзлоты. Создается впечатление о квазисинхронности распространения обоих феноменов.

Четвертичный период. Этот период имеет значительно меньшую продолжительность (менее 2 млн лет, согласно последним схемам 1,6 млн лет) по сравнению с предшествующими периодами кайнозоя. Однако следует учитывать, что нам известна лишь его нижняя граница (с учетом дискуссий о ее точном положении), так как он не окончен и, скорее всего, современное человечество существует в его самом начале. Аргументация, раскрывающая событийную специфику четвертичного периода, приводится в ряде публикаций. В ракурсе данной работы подчеркнем такое свойство четвертичного периода, как резкое увеличение частоты термических колебаний.

Четвертичный период в самом общем виде подразделяется на два главных этапа – эоплейстоцен и плейстоцен (неоплейстоцен).

Эоплейстоцен. Несмотря на то, что эоплейстоцен охватывает не меньше половины всего периода, частота смен климатических событий в

нем значительно меньше, чем в плейстоцене. По этому признаку он занимает как бы промежуточное положение между плиоценом и собственно плейстоценом.

На юго-западе Восточно-Европейской равнины отчетливо выделяются две эпохи потепления (бошернацкая и ногайская), имевшие достаточно высокие тепло- и влагообеспеченность, условия, близкие к таковым субтропиков, с преобладанием лесных сообществ и красноцветным почвообразованием. Для холодных же эпох были характерны ландшафты степного типа и, что весьма существенно, именно в эти эпохи, начиная с самой ранней (на границе с плиоценом), получает развитие новый феномен физико-географической обстановки – аккумуляция лёссового материала, служащего индикатором экстрааридных, криогиперзональных условий. Проявление такого мощного фактора аридизации, вероятно, было связано уже с начавшимся расширением области морских льдов в Атлантике, блокировавших главный источник поступления влаги во внутриконтинентальные районы. О развитии криоаридных условий в более восточных районах свидетельствует распространение холодных сухих степей, “прообразов” перигляциальных степей, содержащих тундровые элементы. Лишь на широте центральных районов равнины сохранились редколесья, состоящие из хвойных и широколиственных пород. Однако в теплые эпохи на этих широтах существовали хвойно-широколиственные леса с участием субтропических форм.

О распространении тундровых, лесотундровых и перигляциальных степных формаций в эоплейстоцене свидетельствуют и данные по Западной Сибири. Вместе с тем, проведение синхронизации конкретных этапов двух основных равнин Северной Евразии пока еще преждевременно, поскольку в Западной Сибири удастся четко выделить лишь два этапа: указанный выше криоаридный, когда январские температуры опускались ниже -30°C , и предшествующий ему этап, по зональной структуре и климату близкий к современному в данном регионе.

Ярко выраженные фазы аридизации в Центральной Азии проявились в формировании в межгорных впадинах серии горизонтов лёссов, чередующихся с горизонтами красноцветных и краснобурых ископаемых почв, объединенных в девять педокомплексов. Древнейшие элементы лёссово-почвенных серий здесь связываются с поздним плиоценом.

Развитие геосистем с преобладанием открытых травянистых группировок (т.е. ландшафтов, близких к южнокутским) реконструируется и для Северо-Восточной Евразии и бассейна Лены. Однако в этом регионе такие ландшафты существовали в условиях многолетней мерзлоты. Здесь в отложениях нижней и средней части олерской свиты, отвечающих апшерону, выявляется несколько волн криогенеза, выразившихся в формировании мерз-

лотных полигональных систем, когда среднегодовые температуры воздуха понижались до -5°C .

Важно отметить, что структуры в криогенных горизонтах в олерской свите сохранились в виде псевдоморфоз. Это означает, что фазы криогенеза чередовались с фазами существенного повышения температур и деградации многолетней мерзлоты, когда условия приближались к тем, которые существуют в Нижнем Приамурье и Южном Приохотье с среднегодовыми температурами от $+4$ до -4°C .

Можно, следовательно, констатировать, что эоплейстоцен отражает новый важный этап в динамике ландшафтно-климатических процессов в Северной Евразии. В холодные эпохи получают развитие фазы существенной аридизации, даже в южных районах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин господствуют открытые пространства с участием перигляциальных компонентов. Если в западных и южных регионах главной особенностью таких эпох была аридизация, то в северо-восточных регионах усиление аридизации сопровождается распространением многолетней мерзлоты. Вместе с тем, такие волны аридизации и криогенеза чередовались с волнами с достаточно высокими тепло- и влагообеспеченностью, вплоть до восстановления условий, близких к субтропическим на западе субконтинента. Эти материалы подтверждают сделанный ранее вывод о том, что для начала четвертичного периода (эоплейстоцена) была характерна наиболее высокая, достаточно систематическая амплитуда климатических колебаний, когда условия теплых эпох еще напоминали плиоценовые, а холодные уже приобрели облик резкой континентальности.

Плейстоцен. Плейстоцен (неоплейстоцен) продолжительностью около 700 тыс. лет последний этап, предшествующий современной фазе развития природной среды – голоцену. По своим физико-географическим особенностям плейстоцен существенно отличается от остальной части кайнозоя. Не случайно некоторые известные исследователи (например, Г.И.Горецкий, К.К.Марков) предлагали только со времени плейстоцена начинать четвертичный период в целом. Однако не совсем просто выделить главный ландшафтный феномен, отличающий именно этот этап от предшествующих. Определение “ледниковый период” при современном уровне исследованности вряд ли можно признать всеобъемлющим. Конечно, именно на этот этап приходится широкое развитие ледниковых покровов и щитов в Северном полушарии. Вместе с тем, в это же время в основном в Северном полушарии и особенно в Северной Евразии и Северной Америке получает мощное развитие многолетняя мерзлота. Понятие “мерзлотный период” имеет полное основание для определения плейстоцена. Не менее ярким и типичным феноменом плейстоцена является систематически проявляющееся лёссовобразование (“лёссовый период?”).

Конечно, все эти три феномена имеют свои кор-

ни в предшествующих эпохах, но систематическое проявление они получили только в плейстоцене. Пожалуй, объединяющим указанные выше феномены, как и специфические комплексы в фауне и флоре, могло бы быть понятие климатическое: *плейстоцен – это этап систематического чередования волн такого уровня глубокого похолодания и потепления, смена которых приводила к радикальной трансформации зональной структуры ландшафтной оболочки Земли, заключающейся в смене полизональных и гиперзональных условий в ее состоянии* [Величко, 1988], на чем мы еще остановимся несколько позже.

Разносторонняя расшифровка ("прочтение") таких волн и их последовательности возможна тогда, когда удастся обнаружить толщи, где сочетаются указанные выше феномены в виде выдержанных горизонтов, что позволяет выстроить возрастную последовательность таких горизонтов. В значительной степени такие последовательности опираются на методы относительной и абсолютной радиоизотопной геохронологии – фаунистический, палеомагнитный, TL, ЭПР, а в позднем плейстоцене – радиоуглеродный.

Каждый из регионов Северной Евразии содержит свой специфический спектр детальной информации, что в совокупности позволяет восстановить возможно полную картину природных изменений. Однако в силу различной доступности объектов и продолжительности проводимых исследований в различных регионах существующая степень информативности неодинакова. Если рассматривать представленность холодных и межледниковых эпох в каждом из разделов плейстоцена (нижнем, среднем и верхнем), то следует признать, что наибольшей полнотой к настоящему времени характеризуются данные по Восточно-Европейской равнине. Здесь в сериях разрезов можно наблюдать соотношения между горизонтами лёссов, морен, криогенных структур, ископаемых почв, а иногда и линз органогенных отложений, содержащих торф. (Разумеется, однако, что данные только по этому региону не могут претендовать на отражение спектра пространственного многообразия событий всей Северной Евразии).

В раннем плейстоцене (т.е. в интервале около 700–400 тыс. лет назад), отвечающем тираспольскому фаунистическому комплексу и кромерскому времени в западноевропейских схемах, выделяются четыре крупные эпохи потепления и столько же крупных холодных эпох, образующих четыре климатических макроцикла. До сих пор нет ясности в вопросе о развитии собственно оледенения в холодное (покровское) время первого, самого раннего, макроцикла. Более отчетливы следы оледенения, отвечающие следующему макроциклу. Ему может соответствовать так называемая сетунская морена, обнаруженная в Подмоскowie.

На вторую половину раннего плейстоцена приходится развитие донского оледенения – самого

крупного оледенения Восточной Европы за всю ледниковую историю плейстоцена. Его лопасть в бассейне Дона проникала далеко на юг до 48–49° с.ш. Еще около полутора десятков лет назад морену этого оледенения относили к днепровскому оледенению среднего плейстоцена. Однако детальное изучение соотношения донской морены с горизонтами лёссов и ископаемых почв, а также палеонтологические данные привели к выводу о раннеплейстоценовом возрасте донского ледникового покрова, центр которого находился на северо-востоке равнины и был связан с Уральскими горами.

Межледниковые эпохи первой половины раннего плейстоцена по своим условиям были еще близки к теплым эпохам эоплейстоцена, т.е. характеризовались высокой теплообеспеченностью. Об этом, в частности, свидетельствует распространение в южной половине равнины ископаемых почв этого возраста субтропического характера, а также присутствие представителей дендрофлоры американовосточноазиатской и восточноазиатской групп в палиноспектрах. Здесь температуры июля могли приближаться к +25°C, а января +5°C при годовой сумме осадков 600–800 мм. Типичная степная растительность континентального облика была развита преимущественно на востоке равнины, а также в узкой полосе Причерноморской низменности. Всю остальную часть равнины занимала лесная зона. На ее основной части, вплоть до широты 57–58° с.ш., располагались хвойно-широколиственные леса с участием таких пород, как *Fagus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Tsuga*, а севернее – область березовых и сосново-еловых лесов с участием широколиственных пород [Гричук, 1989].

Близкое положение степная зона занимала и в мучкапскую межледниковую эпоху, наступившую вслед за донским оледенением. Однако строение лесной зоны носило несколько иной характер. В составе широколиственных пород участие элементов теплоумеренных условий, таких как *Fagus*, *Zelkova*, сократилось. Сама область сосново-широколиственных лесов с большим участием неморальных элементов сузилась за счет смещения на юг (до широты около 55–53° с.ш.) ее северной границы. Отступила на юг (до широты 57–59° с.ш.) область хвойных лесов с участием широколиственных пород охватило и всю северную часть равнины, вплоть до побережья Северного Полярного бассейна, которое занимали типично бореальные формации березовых и елово-сосновых лесов.

Если в северной части равнины в это межледниковье январские температуры могли стать отрицательными (–3÷–4°C) при июльских около 18–20°C, то в южной части даже зимние температуры оставались положительными (до +5°C) при июльских около +25°C и осадках 600–100 мм.

Концу раннего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине отвечает окское оледенение. Его границы до сих пор остаются недостаточно изученными; морена, которая может ему соответ-

ствовать, достаточно надежно устанавливается к северу от Москвы.

В отличие от Восточно-Европейской равнины, в центральной части Западно-Сибирской равнины даже в самую раннюю (горно-филинскую) теплую эпоху январские температуры опускались до $-15 \div -18^\circ$ при июльских температурах $+18^\circ\text{C}$. Вместе с тем, и здесь в раннем плейстоцене фиксируется распространение ледниковых покровов – мансийского и шайтанского, разделенных талагайкинским межледниковьем.

Однако следует подчеркнуть, что если в пределах указанных равнин уже в раннем плейстоцене формировались крупные ледниковые покровы, то на Северо-Востоке ледники развивались значительно слабее и носили горно-долинный характер. Главным феноменом холодных эпох являлись волны распространения многолетней мерзлоты, запечатленные в горизонтах псевдоморфоз олерской свиты. На европейской же части субконтинента за пределами ледниковых покровов лишь кое-где отмечается распространение грунтовых жил. Волны криогенеза чередовались с теплыми эпохами, когда теплообеспеченность была настолько высока (среднегодовые температуры выше 0°C , возможно, до $+2 \div +4^\circ\text{C}$), что обуславливало деградацию многолетнемерзлых пород. Об отсутствии непрерывной многолетней мерзлоты в рассматриваемом отрезке плейстоцена свидетельствуют и данные по Центральной Якутии.

В области муссонного климата, на Дальнем Востоке, сохранилась лесная растительность, хотя и с существенными трансформациями от широколиственных лесов в начале раннего плейстоцена (при зимних температурах $-2 \div -3^\circ\text{C}$, как в начале и в конце эоплейстоцена) до темнохвойных лесов во второй половине раннего плейстоцена (как в середине эоплейстоцена), когда зимние температуры снижались до -16°C , но при достаточно высоком уровне годовых осадков – около 800 мм.

В интервале среднего плейстоцена надежность корреляции событий в пределах большей части Северной Евразии возрастает. Этот интервал начинается хорошо изученным межледниковьем – лихвинским на европейской части или тобольским на сибирской территории. Структура растительных зон на Восточно-Европейской равнине реконструируется как близкая к структуре предшествующего межледниковья. Помимо степной здесь также выделяются внутри лесной зоны (распространявшейся на север вплоть до побережья океана) три широтные области: 1) хвойно-широколиственных лесов, 2) хвойных лесов с участием широколиственных пород и 3) еловых и березовых лесов [Гричук, 1989]. Состав лесных сообществ первой наиболее обширной области характеризуется большим участием таких представителей неморальной флоры, как *Fagus*, *Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Zelkova*. Однако обращает на себя внимание то, что во флоре лихвинского межледниковья значительно

сокращается присутствие вымерших видов по сравнению с предшествующими. Важно также отметить, что по палеопедологическим данным Т.Д.Морозовой даже на юге равнины уже не проявляются элементы субтропического почвообразования. Оно здесь сменяется прерийным типом.

Если в северной части январские температуры в оптимум межледниковья были слабоотрицательными ($-2 \div -5^\circ\text{C}$), то в южной части равнины они продолжали оставаться слабоположительными (до $+1^\circ\text{C}$). Июльские температуры менялись в пределах $18 \div 24^\circ\text{C}$.

В Западной Сибири на севере, вплоть до побережья океана, в оптимум тобольского межледниковья были распространены среднетажные леса, в центральных районах – южная тайга, а южнее широты Томска лесная зона сменялась лесостепью и степью. Для средней полосы Западной Сибири реконструируются январские температуры около $-11 \div -13^\circ\text{C}$, июльские – не более $+18^\circ\text{C}$.

Примечательно, что даже в наиболее континентальном регионе – на Северо-Востоке континента – в фазы потепления начала среднего плейстоцена типично тундровые сообщества не были характерны, здесь преимущественно были распространены лесотундровые сообщества, лиственнично-березовые редколесья, а также кустарничковые тундры. Даже в теплые фазы среднегодовые температуры в этом регионе оставались отрицательными ($-2 \div -3^\circ\text{C}$).

В целом, на протяжении всего среднего плейстоцена имело место существенное возрастание суровости климата. На Северо-Востоке и в Якутии это выразилось в стабилизации криолитозоны, которая уже не исчезала в течение всей последующей четвертичной истории, менялось лишь положение ее границ.

Достаточно отчетливо коррелируются ледниковые события в разных регионах субконтинента, относящихся к поздней части среднего плейстоцена. На Восточно-Европейской равнине распространялось второе по размерам после донского – днепровское оледенение с московской стадией. Днепровское оледенение распространялось до широты около $49 \div 50^\circ\text{C}$ с.ш. (на $120 \div 150$ км южнее Киева). В отличие от донского оледенения центр днепровского ледникового покрова и его московской стадии сместился на запад, в область Фенноскандии.

В Западной Сибири указанные покровы коррелируют с самаровским и тазовским оледенениями. Однако в отличие от Восточной Европы не исключается интерпретация этих ледниковых покровов как самостоятельных, а разделяющее их ширтинское время как межледниковое. Две ледниковые фазы выделяются и на Северо-Востоке.

Важным новым фактором состояния криосферы в ледниковую эпоху среднего плейстоцена является экспансия устойчивости области многолетней мерзлоты из Сибири на Восточно-Европейскую равнину, где она уже в начале днепровского времени существовала даже в средней части равнины.

Исследования, проведенные на Восточно-Европейской равнине в последние годы, выявили более сложный характер событий среднего плейстоцена, чем это представлялось ранее. Строение среднеледниковых серий показало, что между бесспорно лихвинскими межледниковыми отложениями и днепровской мореной залегает сложно построенный почвенный комплекс (верхнекаменский) межледникового характера. Возможно, что именно этой межледниковой эпохе отвечают одицовские межледниковые слои, которые ранее помещались между днепровской и московской моренами. Выше верхнекаменской межледниковой почвы, но под мореной в лёссах днепровского возраста располагается еще один стратиграфически выдержанный горизонт почвы (роменский), ранг которого (межстадиальный или межледниковый) в настоящее время изучается.

На Дальнем Востоке средний плейстоцен также начинается с фазы существенного потепления, когда широтные зоны смещались здесь на север на 5–6°. Затем, после фазы похолодания (господство темнохвойной тайги) и потепления (расширение зоны широколиственных пород), в конце среднего плейстоцена наступает этап резкого похолодания (вяземское время), когда деградирует темнохвойная тайга, замещаясь березово-лиственничными лесами, а зимние температуры снижаются до -20÷-23°C. Этот этап по своим условиям близок к таковому днепровского, самарского времени.

Наиболее четкую корреляцию на территории Северной Евразии имеют события, относящиеся к позднему плейстоцену, охватывающему интервал, начиная приблизительно с 140 и до 10 тыс. лет назад.

Поздний плейстоцен начинается межледниковой эпохой – микулинской по восточноевропейским схемам, казанцевской – по сибирской, отвечающей стадии 5е изотопно-кислородной шкалы.

На Восточно-Европейской равнине в оптимум микулинского межледниковья реконструируется следующая структура ландшафтной зональности. Степная зона распространялась несколько далее на север – до широты средних течений Волги, Дона и левобережья Днепра. К западу от Днепра она отступала на юг. Вместе с тем, следует иметь в виду, что и в этой зоне (за исключением Прикаспия) существовали площади, занятые древесной растительностью [Гричук, 1989]. Такая реконструкция хорошо согласуется с палеопедологическими данными [Морозова, 1981], согласно которым в этой зоне на фоне различных типов черноземных почв выявляются участки почв с иллювиальными горизонтами. Основная часть территории равнины была занята лесами неморального типа, где ведущую роль играли граб, дуб, липа при некотором участии березы и хвойных пород. На западе равнины такие леса достигали 60° с.ш., в восточной части их граница опускалась к югу на 3–4°. Широкое проникновение на равнину биоценозов, свойственных современ-

ным центральноевропейским условиям, подтверждается и палеопедологическими исследованиями, показавшими, что ведущим типом почв были бурые лесные. Севернее преобладали хвойные леса, но также с участием широколиственных пород и лишь в полосе вблизи трансгрессировавшего океана распространялось хвойное и березовое редколесье.

Если на севере равнины январские температуры опускались до -4÷-6°C, то в южной части они оставались либо близкими к нулевому, либо слабоотрицательными до -2÷-3°C).

В пределах Западно-Сибирской равнины в оптимум межледниковья для южных районов, согласно палеопедологическим данным, также были характерны не чисто степные, а, скорее, лесостепные ландшафты. Средняя часть равнины была занята южнотаврской растительностью с участием широколиственных пород. Севернее, вплоть до побережья океана, распространялись северотаврские леса.

В отличие от Европейской части в Западной Сибири в оптимум межледниковья январские температуры были достаточно низкими (не выше -18÷-20° на севере, -12÷-15°C на юге), июльские температуры на севере повышались на 6–8°C, на юге – без значительных отклонений, по сравнению с современными.

Наконец, о более мягких, чем современные, условиях свидетельствуют и палинологические данные по Центральной Якутии, где в оптимуме межледниковья произрастали сосново-кедровые леса. Весьма показательны данные по Северо-Востоку. Согласно реконструкциям, лиственнично-березовые леса северотаврского типа распространялись здесь на равнинах, включая низовья Колымы. В это же время граница сплошной многолетней мерзлоты отступала вплоть до прибрежной полосы океана, а среднегодовые температуры повышались до -4÷-6°C.

В Центральной Азии и Казахстане оптимуму межледниковья отвечает фаза увлажнения, совпадающая с позднехазарской трансгрессией Каспия, синхронной бореальной трансгрессии в северных морях.

Для оптимума этой же эпохи (находкинское время) реконструируется значительное (на 8–10 м) повышение уровня дальневосточных морей. На суше в Приморье произрастали полидоминантные широколиственные леса маньчжурского типа при высоком уровне годовых осадков (до 1000 мм).

Последнее межледниковье сменилось ледниковой эпохой, внутри которой история оледенения в отдельных регионах трактуется однозначно, скорее, в хронологическом аспекте, но не в отношении реконструкции самих ледниковых систем. На всей территории Северной Евразии выделяются два главных этапа в развитии оледенения. На Европейской части – это ранневалдайское и поздневалдайское оледенения, в Сибири им коррелятны, соот-

ветственно, зырянский и сартанский ледниковые этапы, на Дальнем Востоке – лазовский и партизанский этапы. Первый этап охватывает время около от 110–100 тыс. лет назад до 50–40 тыс. лет назад. Второй этап – от 25–23 тыс. лет назад до 10–8 тыс. лет назад.

Однако представления о распространении ледниковых систем в отдельных регионах различны. Данные по Европейской части показывают, что ранневалдайское оледенение было небольшим, оно не выходило за пределы Балтийской котловины.

В Западной Сибири зырянскому этапу отвечает ермаковское оледенение, которое, согласно взглядам некоторых исследователей, распространялось на севере равнины до 65–66° с. ш. На Северо-Востоке зырянскому этапу отвечает развитие горно-долинного оледенения.

На всем пространстве Северной Евразии между ранневалдайским–зырянским и поздневалдайским–сартанским ледниковыми этапами выделяется сложный в климатическом отношении отрезок времени существенной деградации оледенения. На Восточно-Европейской равнине это средневалдайское время, которому отвечает дунаевский (брянский) интервал, начавшийся ранее 30 тыс. лет назад (возможно, около 35–40 тыс. лет назад) и закончившийся около 25 тыс. лет назад. В Сибири рассматриваемый интервал – каргинский. Согласно некоторым интерпретациям, одна из его ранних фаз приближалась по своим условиям к межледниковым условиям.

В целом, для эпохи максимума похолодания 20–18 тыс. лет назад на территории Северной Евразии устанавливается направленное сокращение ледниковых систем с запада на восток, тогда как в ранневалдайский–зырянский этап выявляются обратные соотношения – на западе Скандинавский ледник имел значительно меньшие размеры, чем в позднем валдае, тогда как на востоке размеры оледенения были больше, чем в сартане.

Указанные особенности находят объяснение в концепции климатической асимметрии [Величко, 1980], развивающей идеи И.П.Герасимова, А.А.Григорьева, К.К.Маркова. В ранневалдайско-зырянское время, когда континентальность климата не достигала своего максимума, а теплообеспеченность – минимума, условия для аккумуляции твердых осадков на востоке были более благоприятными, чем в сартане. В поздневалдайское время, когда суровость континентального климата достигла максимума, мощные антициклонические системы холодного времени года препятствовали проникновению влагонесущих воздушных масс, связанных с западным переносом, и, вместе с тем, благоприятствовали аккумуляции твердых осадков на западе, в Скандинавских горах. Одновременно мощное выхолаживание за счет преобладания антициклонических воздушных масс и стоковые холодные ветры с ледников способствовали макси-

мальному распространению криолитозоны не только в Сибири, но и в Европе.

Наиболее детальные данные об истории развития природы в перигляциальной зоне валдайской ледниковой эпохи получены в Восточно-Европейском регионе. Здесь удается выделить три главных этапа формирования криолитозоны: 1) смоленский (с двумя фазами), относящийся к раннему валдаю, когда температуры грунта были близки к $-3\div-4^{\circ}\text{C}$; 2) владимирский (конец среднего валдая) с температурами грунта около $-5\div-6^{\circ}\text{C}$ и 3) ярославский (с двумя фазами), отвечающий максимуму похолодания с температурами грунта до $-8\div-10^{\circ}\text{C}$, когда криолитозона достигла максимальных размеров, продвинувшись до $47\text{--}48^{\circ}$ с.ш. [Величко, 1973; Нечаев, 1980].

Как и в предшествующие ледниковые эпохи плейстоцена, но в еще более яркой форме, в ландшафтной структуре благодаря криоаридным условиям проявлялась гиперзональность. В это время господствующее положение занимали открытые ландшафты – тундр, перигляциальные степи, сухие степи, полупустыни и пустыни, а лесная зона подверглась деструкции. Фауна мамонтового комплекса была наиболее характерной для позднеледниковой эпохи. Температуры опускались в это время даже на юго-западе перигляциальной зоны в январе до $-25\div-30^{\circ}\text{C}$, а в июле – до $+16^{\circ}\text{C}$.

Климатический минимум четко зафиксировался даже в муссонной области, где отмечено смещение ландшафтных зон к югу почти на 10° , что сопровождалось резкой аридизацией (400–500 мм/год осадков) и снижением годовых температур на $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$.

Уровень океана снизился в эпоху 18–20 тыс. лет назад на 110–130 м.

В период между 14–13 тыс. лет назад наступила эпоха активной деградации ледниковых систем, а граница многолетней мерзлоты отступила на Северо-Восток.

Переход к современному межледниковью – голоцену носил пульсационный характер с частотой колебаний от потеплений (беллинг, аллеред) к похолоданиям (старший, средний и молодой дриас) от 1000 лет до нескольких сотен лет. По существу, этот тип колебаний по своей частотности уже был сходен с теми, которые отмечаются собственно в голоцене (а также в более ранние межледниковые эпохи), однако внутри голоцена благодаря более высокому общему термическому уровню амплитуда таких колебаний имела более сглаженный характер.

На территории Северной Евразии уже при современном уровне исследования удается установить высокую степень динамичности экотона тайга–тундра, а также трансформации внутри лесного и тундрового поясов во временном интервале позднеледниковье–голоцен. При этом выявляется

дифференциация в перестройках растительного покрова с запада на восток.

На севере Русской равнины по данным исследований в бассейнах рек Печора и Северная Двина на побережье Северного Полярного бассейна в позднеледниковье отчетливо прослеживается появление древесной растительности в аллереде и рецидив перигляциального комплекса в молодом дриасе. В предбореале (РВ) на месте современной тайги произрастали сосновые и березовые леса, но в конце предбореала устанавливается преобладание тундровых элементов.

Резкая смена условий происходит в эпоху так называемого бореального (ВО) оптимума, когда граница лесной растительности продвинулась на север на 100–200 км, темнохвойные леса произрастали до широты 64° с.ш., а к северу их сменяли северотаежные леса с березой. Однако в конце бореала вновь происходит похолодание и леса вытесняются тундрой.

В раннеатлантическое (АТ) время лесная зона с участием лиственницы и кедра сибирского начинает продвигаться на север и на позднеатлантический этап приходится главный климатический оптимум голоцена. В эту эпоху на месте современной средней тайги распространились южнотаежные леса с примесью дуба, вяза, клена, орешника, которые сейчас произрастают на 200 км южнее, а современная лесотундра и частично тундра замещалась подзоной средней тайги, ее граница продвигалась к северу на 450–500 км. На побережье Баренцева моря распространялись леса северотаежного облика.

Начиная с первой половины суббореала (SB) происходит направленное похолодание, границы растительных поясов сдвигаются на юг от 100 до 300 км, и после некоторого потепления и возрастания роли лесных элементов во второй половине суббореала происходит расширение тундрового пояса до современных размеров.

Детальные исследования в Западной Сибири и на Дальнем Востоке выявили сходные изменения ландшафтных обстановок в позднеледниковье и голоцене.

—На п-ове Таймыр в конце позднеледниковья (Dr-3) условия были более суровыми, чем в настоящее время: на месте современного лиственничного редколесья существовала тундра. Однако

в РВ лесотундра занимает положение, близкое к современному. Существенное продвижение на север лесотундры происходит в ВО, в ее составе принимают участие ель, древовидная береза. Лесотундра проникала в районы современной арктической тундры. Но наиболее значительное сокращение тундровых элементов происходило в АТ-3, когда даже современная арктическая пустыня замещалась кустарниковой тундрой. Начиная с SB начинается экспансия тундры на юг.

Еще далее на восток (бассейн Яны) сдвиги растительных поясов на протяжении позднеледниковья и голоцена проявлялись слабо.

Межрегиональные сопоставления свидетельствуют о том, что амплитуда динамических сдвигов растительных поясов постепенно ослабевала с запада на восток. Можно полагать, что это явление было связано с сокращением интенсивности переноса атлантических воздушных масс с запада на восток.

В Сибири термический максимум также приходится на конец атлантического периода (6000–5500 лет назад), когда такие широколиственные породы, как вяз, липа, дуб по долине Оби продвигались до широты 60° с.ш., а в зоне тундры распространялись ольхово-березовые леса.

На Дальнем Востоке с оптимумом голоцена сопоставляется более продолжительный интервал среднего голоцена (7,5–4,9 тыс. лет назад). В это время широкое развитие в Приморье получили полидоминантные широколиственные леса с участием ряда термофильных пород. На морских побережьях в этом регионе устанавливается оптимум голоцена около 6000 лет назад, когда произошло повышение уровня океана на 2–3 м по сравнению с современным уровнем.

Граница леса и степи в голоцене в пределах всей Северной Евразии была более статична. Возможно, в оптимуме она незначительно смещалась к северу за счет некоторого увеличения в этом направлении роли лесостепных ландшафтов.

В Казахстане и Центральной Азии оптимуму голоцена, как и в оптимум межледниковий, отвечает отчетливая фаза увлажнения, широко известная как льялаканский плювиал, оставивший много ярких свидетельств в виде русел, уровней трансгрессий, заполнений внутри впадин.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА В КАЙНОЗОЕ (ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

Эволюция климата и ландшафтов кайнозоя Северной Евразии, определившая их современные черты, характеризовалась чрезвычайно широким диапазоном трансформации, особенно во внутренних районах субконтинента, где в начале кайнозоя существовали условия, свойственные периферии современного внутритропического пространства (субтропики), а в конце кайнозоя наступило полное господство криосферы с почти километровой глубиной промерзания земной коры и развитием наземного оледенения. "Размах" таких ландшафтно-климатических изменений последних 60 млн лет является максимально возможным в условиях нашей планеты за всю историю ее ландшафтной оболочки второй половины фанерозоя.

Установленные усилиями многих исследователей перестройки подчинялись глобальным изменениям теплового баланса климата Земли. Вместе с тем, весьма существенные коррективы в климатическую систему, в том числе на глобальном уровне, оказывало состояние самой поверхности Земли, определявшееся в первую очередь тектоническими процессами.

Изменения климата, отражающие в основном тренды и колебания общего глобального характера, были рассмотрены нами ранее [Величко, 1987] на примере температурной кривой для Восточно-Европейской равнины и ее развертки для отдельных эпох мезозоя и кайнозоя (рис. 107). Выводы, полученные при анализе этой кривой, в целом согласуются со свойствами кривых, построенных впоследствии для других регионов Северной Евразии [Величко и др., 1995].

При высоком термическом уровне в начале кайнозоя (палеоцен, первая половина эоцена) в основном удается зафиксировать колебания, имеющие наибольшую продолжительность (5–10 млн лет) и с амплитудами годовых температур 2–4°C. На конец этого интервала приходится главный термический оптимум кайнозоя в конце раннего – начале среднего эоцена. Он явился рубежом, после которого наметился отчетливый общий тренд к понижению теплообеспеченности, а с конца эоцена начался ледниковый этап в кайнозойской истории биосферы. Это понижение наиболее отчетливо фиксируется через температуру холодного времени года. Однако возрастающее снижение термического уровня не было равномерным и складывалось из

колебаний в сторону потеплений и похолоданий. На отрезке: конец эоцена – плиоцен частота колебаний увеличивается (1–5 млн лет), а среднегодовые амплитуды по данным для южной части Восточно-Европейской равнины возрастают от 5–6°C в начале до 8–10°C в конце этого отрезка. На это же время приходится оптимумы: в конце раннего – начале среднего миоцена (17–15 млн лет назад), в начале позднего миоцена (около 11–10 млн лет назад) и в плиоцене (около 4,5–4,0 млн лет назад). В конце миоцена происходит существенный перелом в сторону похолодания (мессинский кризис около 6,0–5,5 млн лет назад), а второй половине плиоцена (2,7–2,5 млн лет назад) соответствует отчетливый климатический пессимум, предположительно сопровождающийся формированием покровного оледенения в Скандинавии на северо-западе субконтинента и становлением области многолетней мерзлоты на северо-востоке. Эоплейстоцен занимает как бы промежуточное положение между предшествующей системой колебаний и теми, которые были свойственны плейстоцену.

Наиболее упорядоченный квазициклический характер приобрели климатические изменения около 1 млн лет назад (рис. 108). Они формировались за счет чередования ледниковых и межледниковых эпох. Длительность каждого макроцикла, включающего межледниковую и ледниковую эпохи, лежит в пределах 200–100 тыс. лет, причем в целом продолжительность макроциклов с приближением к современности имеет тенденцию к сокращению. Выявляется также тенденция к понижению фазовых температур внутри макроцикла от более ранних макроциклов к более поздним. Об этом можно судить по температурам оптимумов трех наиболее выраженных межледниковий последнего полумиллиона лет: оптимум каждого последующего межледниковья приблизительно на 1° холоднее предшествующего, причем эта тенденция имеет склонность к ускорению.

Сходная тенденция к росту суровости отмечается и для холодных (ледниковых) фаз циклов. Так, если в холодные фазы раннего плейстоцена формировались лишь грунтовые жилы, то в среднем плейстоцене (преимущественно в его второй половине) фиксируются признаки развития многолетней мерзлоты с образованием повторно-жильных льдов. Однако максимальные распространение и

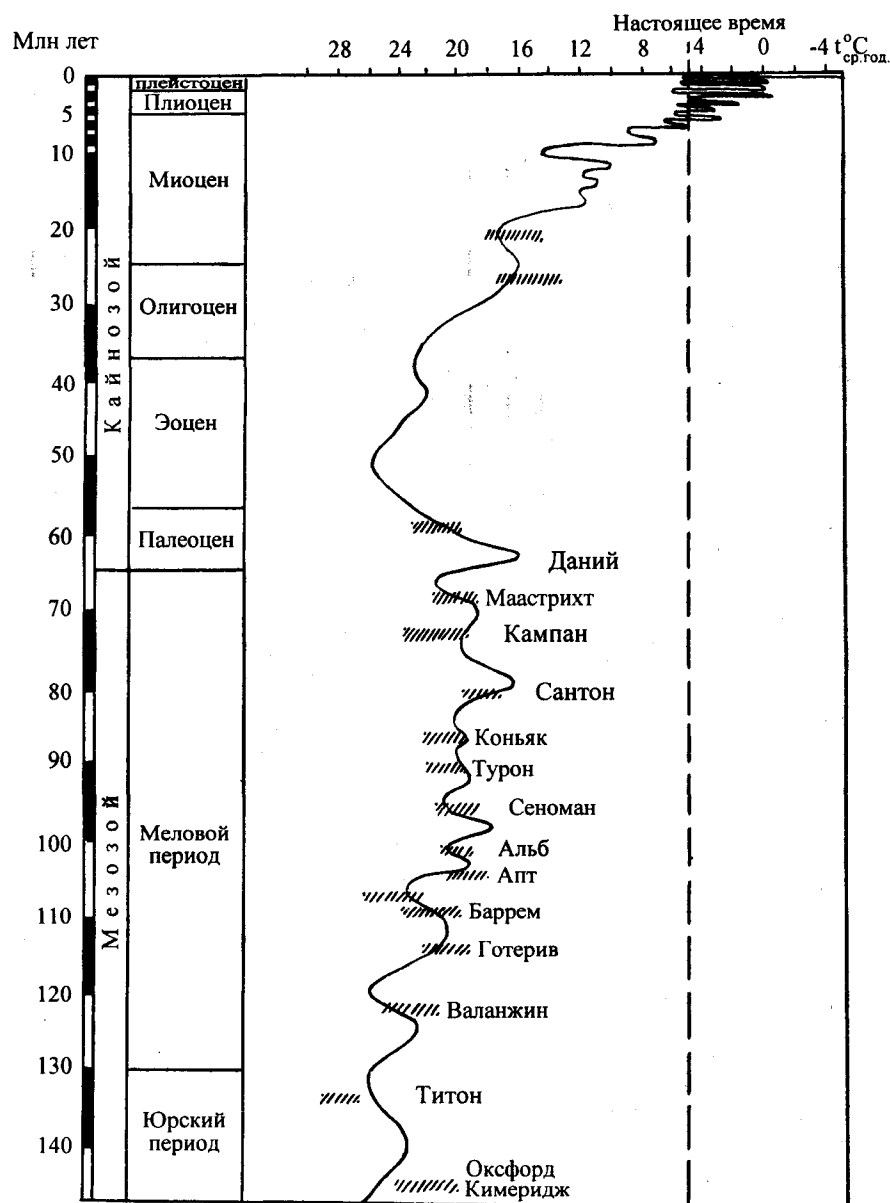


Рис. 107. Температурная кривая мезозоя–кайнозоя для южной половины Русской равнины (составили А.А.Величко и Н.А.Ясаманов)

степень суровости криолитозона получает в позднеплейстоценовую холодную фазу. Примечательно, что в аридном поясе (юг Прикаспия) цикличность проявлялась в степени увлажнения также на фоне направленного похолодания [Филиппова, 1997].

Таким образом, температурная кривая в масштабах мезозой-кайнозоя отражает как бы направленную смену колебаний от медленных относительно нерезких “длинноволновых” колебаний в мезозое и начале кайнозоя к “средневолновым”, ритмически упорядоченным колебаниям с возрастающей амплитудой в миоцене и плиоцене, переходящим за-

тем в плейстоцене в быстрые “коротковолновые” циклического характера колебания.

Может возникнуть вопрос: не отражает ли такая схема колебаний просто различную степень изученности разных отрезков мезозой-кайнозоя и, в частности, возрастающую степень детальности наших знаний в отношении более молодых этапов геологической истории? Такое предположение, конечно, нельзя исключить полностью. Об этом говорят некоторые материалы, приводимые в данной монографии, например, о быстрых масштабных миграциях морских сообществ в неогене в Тихоокеанском секторе.

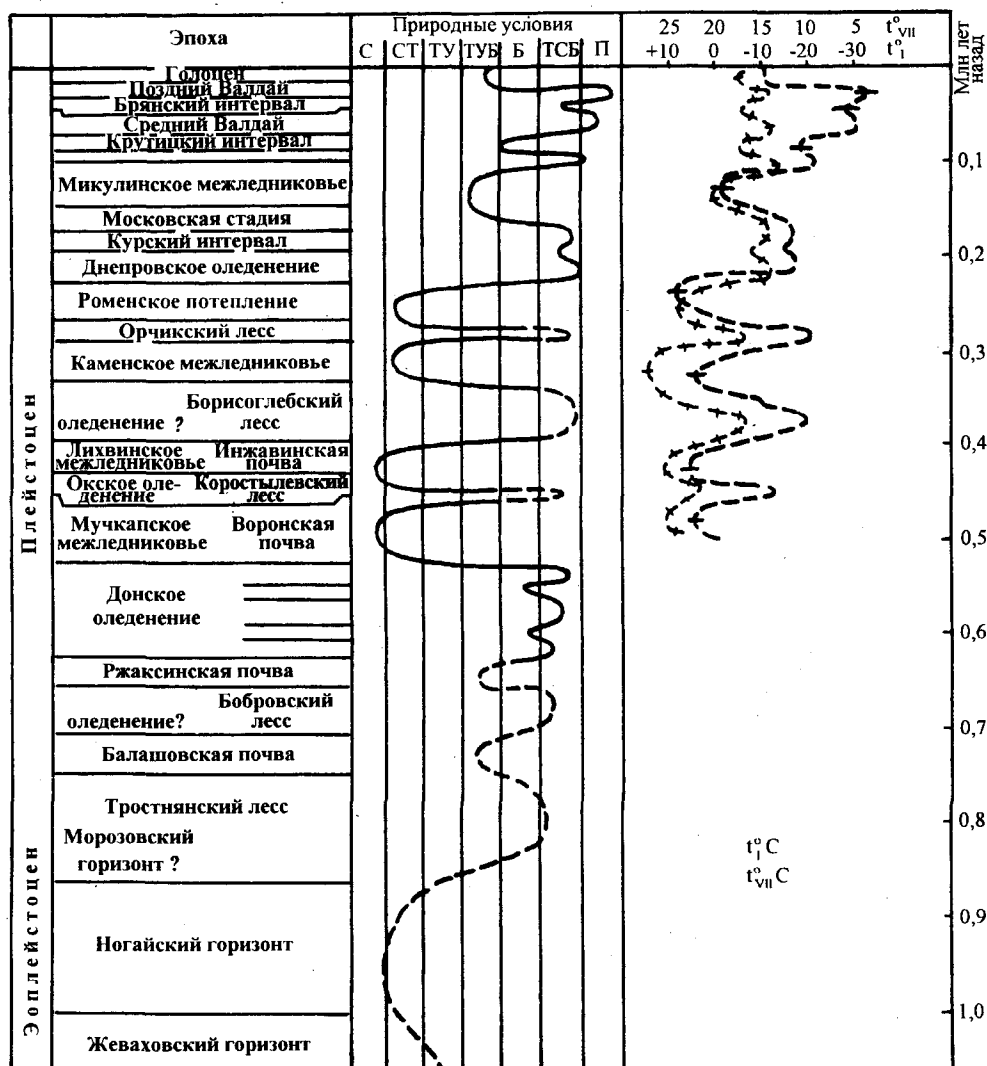


Рис. 108. Цикличность событий в четвертичном периоде на Восточно-Европейской равнине (по А.А.Величко [1987], с изменениями)

Буквенные обозначения в графе "Природные условия": С – субтропические, СТ – субтропические-теплоумеренные, ТУ – теплоумеренные, ТУБ – теплоумеренные-бореальные, Б – бореальные, ТСБ – тундро-степные-бореальные, П – перигляциальные

Ранее нами уже выдвигалось представление [Величко, 1987] о том, что так называемые коротковолновые колебания могли иметь место достаточно регулярно даже в раннем кайнозое – палеогене (равно как и в мезозое). Однако их фиксация в реальных колебаниях температуры была неодинаковой на протяжении мезозой-кайнозоя. Это зависело от общего хода температурных изменений в течение всего этого времени. Рассматриваемые колебания начинали все более отчетливо проявляться по мере усиления общего охлаждения – явление, которое было отмечено еще В.М.Синицыным [1980].

На первом, раннем отрезке кривой, охватывающем этап вплоть до середины эоцена, как уже отмечалось по данным для южной части Восточной Европы, кривая характеризовалась в основном температурами, свойственными современному вну-

тритропическому пространству. При этом высокочастотные колебания (даже с амплитудой в несколько градусов) средних годовых температур также не выходили за пределы параметров, свойственных данному пространству, и потому не могли отчетливо "записываться" в толщах пород.

Можно не сомневаться, что если бы на данном интервале кайнозоя в регионе, для которого построена кривая, существовали бы устойчивые и частые эпохи резкого проявления криоаридных и гляциогенных условий, то они бы нашли отражение в горизонтах лёссов, морен и мерзлотных структур.

На следующем отрезке кривой, вплоть до акчагыла, понижение температуры в целом соответствовало условиям, свойственным субтропическим и теплоумеренным районам. Здесь, по-видимому,

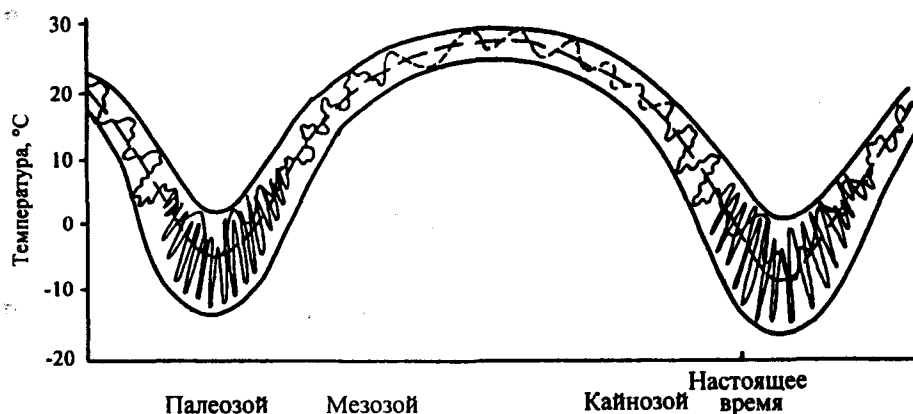


Рис. 109. Принципиальная схема температурных колебаний на протяжении фанерозойского мегацикла (по А.А.Величко [1987])

уже начали “записываться” наиболее значительные похолодания.

На самом холодном отрезке общей температурной кривой, отражавшей изменения режима от субтропического к умеренному и бореально-арктическому, реакция географической оболочки на мелкие колебания становилась все более отчетливой, прямой, поскольку, как известно из общей климатологии [Будыко, 1980] и из палеоклиматологии [Величко, 1981], наиболее чувствительны к колебаниям температуры – природные компоненты холодных (высокоширотных) районов. Изменение средних годовых температур даже на 2–4°C в этом случае может означать смену условий на зональном уровне. Более резкое проявление “высоочастотных” колебаний на общем низком термическом уровне связано и с тем, что отклонения в сторону похолоданий здесь приобретают способность к самоусилению (рис. 109). В эпохи таких похолоданий на обширных площадях формируются ледниковые покровы и морские льды, что существенно (на несколько процентов) повышает альбедо Земли, вызывая значительное дополнительное охлаждение. Характеристики более древних ледниковых периодов, в частности, палеозойских, также свидетельствуют о том, что высокочастотные “коротковолновые” колебания начинали отчетливо проявляться именно в такие периоды.

Резкое усиление скорости похолодания, выявленное по региональным данным, согласуется с изменением величины среднеглобальных температур оптимумов кайнозоя (рис. 110): в эпоху эоценового оптимума эта температура, согласно полученным реконструкциям, была выше современной не менее чем на 6,5°C [Величко и др., 1995], в оптимум плиоцена – на 4°C, в оптимум микулинского межледниковья – на 2°C, а в оптимум голоцена – на 1°C. Если опираться на эти величины, то из них следует, что в течение основной, почти 50-миллионлетней истории кайнозоя глобальная температура снизилась на 2–2,5°C, тогда как за последние

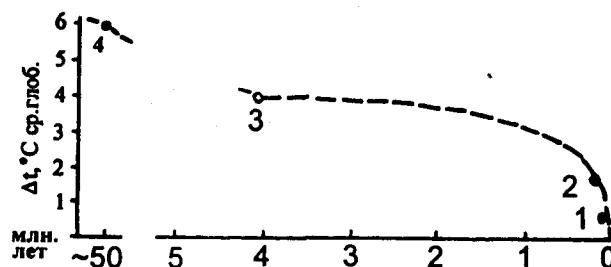


Рис. 110. Среднеглобальные изменения температуры в кайнозое (составил А.А.Величко):

1 – оптимум голоцена; 2 – оптимум микулинского межледниковья; 3 – оптимум плиоцена; 4 – оптимум эоцена

4 млн лет она упала на 3–3,5°C, т.е. на этом коротком отрезке скорость снижения глобальной температуры возросла более, чем на порядок.

Снижение среднеглобальной температуры сопровождалось ростом меридионального градиента температур экватор–полюс приземного слоя воздуха: если в начале кайнозоя амплитуда среднегодовых температур составляла 10–12°C, то в голоцене она возросла до 40–42°C.

Однако устанавливаемое снижение температуры не является бесконечным. Как было рассмотрено ранее [Величко, 1987], кайнозойский температурный интервал является частью мегацикла, ограниченного в прошлом последним пермо-карбонным ледниковым периодом, окончившимся около 280 млн лет назад.

Таким образом, современная ландшафтно-климатическая система планеты принадлежит к гигантскому мезозой-кайнозойскому циклу (мегациклу) и соответствует его холодному этапу – позднекайнозойскому ледниковому периоду, начавшемуся около 40 млн лет назад. В пределах данного ледникового периода, который в последний миллион лет характеризуется квазирегулярным чередованием макроциклов: межледниковья–оледенения, современная ситуация отвечает теплой межледниковой фазе нового голоценового макро-

цикла; данная межледниковая фаза началась 10300 лет назад, а ее термический оптимум пройден 6–5,5 тыс. лет назад. Следовательно, *современная ландшафтно-климатическая обстановка в рамках макроцикла приходится на вторую половину межледникового интервала, характеризующуюся тенденцией к похолоданию, связанному с приближением новой ледниковой фазы.*

Наряду с геоморфологическими особенностями территории, соотношением суши и моря ведущая роль в формировании ландшафтных систем принадлежит изменениям климата. Приведенные в данной монографии ландшафтные реконструкции для отдельных регионов и их пространственно-временные соотношения позволяют резюмировать основные черты динамики зональной структуры Северо-Азиатского субконтинента в кайнозое, что уже в значительной степени было сделано для палеогена и неогена в работах А.Н.Криштофовича [1957] и В.М.Синицына [1965].

На протяжении длительного этапа, вплоть до середины миоцена, рассматриваемая территория находилась в пределах одной гигантской зоны – лес-

ной гиперзоны (рис. 111). Однако сложная внутренняя структура этой гиперзоны испытывала во времени значительные перестройки. В палеоцене и в первой половине эоцена на западе основная часть территории принадлежала подзоне субтропических, вечнозеленых лесов, близких к паратропическим. В Сибири возрастало участие древесных растений теплоумеренных условий. Особенно велика роль вечнозеленых элементов была на юге – в Закавказье, Казахстане и Центральной Азии. Возможно, эту область следует рассматривать как особую подзону (паратропическую). Северная часть субконтинента была занята подзоной листопадных лесов теплоумеренных условий с широким участием субтропических растений. Как можно видеть, даже в этих условиях максимального выравнивания ландшафтных обстановок проявляется, хотя и в очень ослабленном виде, эффект широтной асимметрии, свидетельствующий о существовании как главного фактора атмосферной циркуляции в Северной Евразии западного переноса при возможной роли области низкого давления в Северной Атлантике (прототип Исландского минимума?).

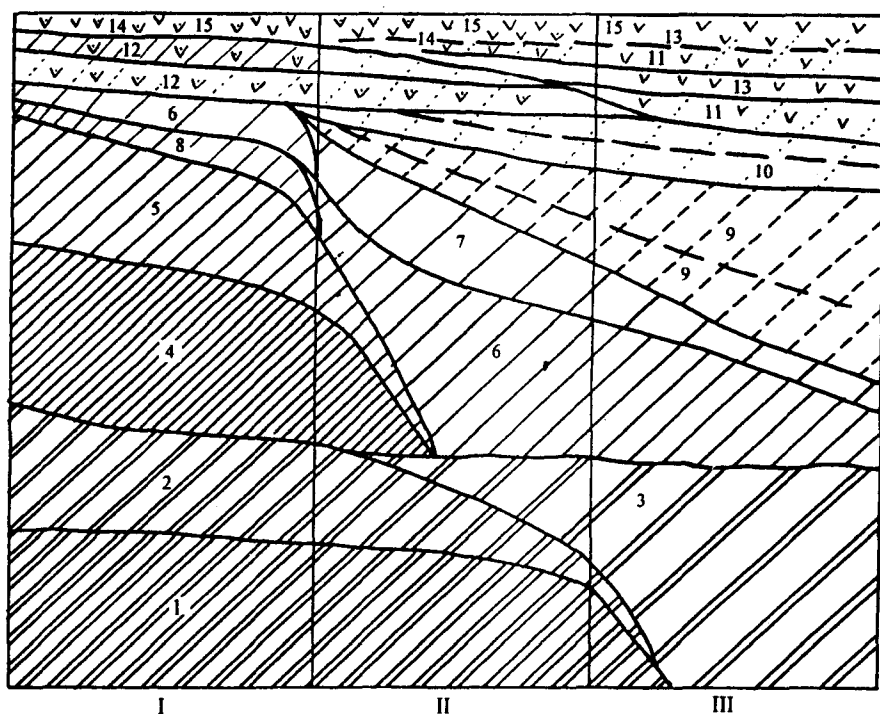


Рис. 111. Смена типов зональности в кайнозое в Северной Евразии (составил А.А.Величко)

Подразделения типов лесной зональности; типы лесов: 1 – паратропические; 2 – субтропические с широким участием тропических элементов; 3 – субтропические; 4 – теплоумеренные с широким участием субтропических элементов; 5 – теплоумеренные; 6 – бореальные (смешанные хвойно-широколиственные с участием теплоумеренных элементов); 7 – бореальные (смешанные хвойно-широколиственные); 8 – бореальные (широколиственные); 9 – бореальные (хвойно-мелколиственные с участием широколиственных элементов); 10 – бореальные (темнохвойные). Подразделения открытых и переходных типов зональности; типы ландшафтных систем: 11 – лесотундра; 12 – лесостепь; 13 – тундра; 14 – степь; 15 – пригляциальная растительность. Римскими цифрами обозначены территории: I – юг Восточно-Европейской равнины, II – средняя часть Западно-Сибирской равнины, III – Северо-Восток Азии

Во второй половине эоцена и в олигоцене при похолодании на западе территории сохранялась подзона субтропических лесов, хотя и обедненного состава. Подзона мезофильных лесов с участием субтропических листопадных пород продолжала сохраняться в средних широтах, а также в Казахстане и Центральной Азии. В Западной Сибири на этих широтах существовала подзона листопадных широколиственных лесов с участием мелколиственных пород. Согласно М.А.Ахметьеву [Akhmetiev, 1996], сохранению здесь достаточно теплолюбивой древесной растительности способствовало отепляющее воздействие обширного залива моря Тетис. В более высоких широтах формировалась подзона хвойно-широколиственных лесов бореального типа с участием холодостойких видов.

В миоцене внутри обширной, единой лесной гиперзоны в средних широтах Восточной Европы и Сибири формировалась подзона теплоумеренных хвойно-широколиственных лесов, которая к северу сменялась подзоной хвойно-широколиственных лесов с участием мелколиственных пород. На Северо-Востоке существовали подзоны хвойно-широколиственно-мелколиственных лесов и хвойно-мелколиственных лесов с участием широколиственных лесов.

Важно отметить, что уже к концу раннего миоцена в Казахстане и во второй половине миоцена на юге равнин Восточной Европы и Западной Сибири появляются типы ландшафтов, в которых сочетались ценозы травянистой и древесной растительности. На конец миоцена приходится возникновение нового компонента зональной структуры — зоны степей. При дальнейшем похолодании, в плиоцене устанавливается зона тундр, полупустынь, а затем пустынь. Возможно также, что элементы "прототундровой" растительности существовали на крайнем севере в эпоху мессинского кризиса.

Таким образом, в соответствии с предложенной ранее [Величко, 1985] концепцией динамики общепланетарной зональной структуры, в Северной Евразии на протяжении палеогена и неогена происходит смена монозональной (или термогиперзональной) структуры (господство лесной гиперзоны) полизональной структурой, когда за счет сужения лесной гиперзоны происходила интродукция новых зон.

Подобная смена зональной структуры происходила вплоть до позднего плиоцена в миграционном режиме, т.е. в процессе смещения границ зон.

Иной режим динамики зональной структуры был характерен для четвертичного периода. В контрастных условиях чередования холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) фаз макроциклов совершалась многократная смена криогиперзональной структуры холодных эпох (когда происходила деструкция лесной зоны и господство открытых типов ландшафтов) и полизональной структуры межледниковых эпох с восстановлением лесной зоны. Динамика зональной структуры в четвертич-

ном периоде, следовательно, характеризовалась уже не миграционным, а пульсационным режимом.

Следует также подчеркнуть, что содержание ценозов внутри каждого макроцикла не было одинаковым. Это относится прежде всего к полизональным системам межледниковий, особенно к лесной зоне. Даже в последнюю, микулинско-казанцевскую межледниковую эпоху состав лесов не был совершенно аналогичен составу голоценово-современных лесов.

Обращает на себя внимание также особое место зоны тундр. Реконструкции для межледниковий показывают, что зона тундр в термические оптимумы межледниковий или вообще не сохраняется (вплоть до среднего плейстоцена), или теряет свою континуальность (поздний плейстоцен и голоцен), когда она сохранялась лишь в виде небольших по размерам полос (в микулинско-казанцевское время меньших, чем в голоцене) лишь на севере Сибири. Современная полизональная система, следовательно, отвечает по своему типу условиям похолодания второй половины теплой фазы.

Таким образом, на территории Северной Евразии становление зональной структуры претерпело сложную перестройку. Возраст отдельных зон, образующих современную систему зональности, различен. Иными словами, современная зональная структура полихронна, гетерохронна.

Наряду с полихронностью происходит нарастание во времени широтной дифференциации содержания биоценозов внутри зон. Наименьшую выраженность эта дифференциация (широтная асимметрия) проявляла в первую половину кайнозоя и особенно в его начале, когда субтропического облика лесная растительность была распространена как в Восточной Европе, так и в Сибири.

Существенная широтная дифференциация ландшафтов наступает во второй половине олигоцена и особенно возрастает, начиная с середины миоцена, когда на востоке субконтинента, и прежде всего на Северо-Востоке Евразии, формируются ландшафты, значительно более приспособленные к условиям усиливающегося похолодания, а затем аридизации. На эту черту обращали внимание еще В.М.Синицын [1965], Б.А.Юрцев [1966], Ю.П.Баранова и др. [1968] и справедливо связывали ее с новейшим тектоническим этапом, начавшимся в олигоцене. Его наиболее активная фаза наступает, как известно, во второй половине миоцена и продолжается в плиоцен-четвертичное время. Возникшая высокогорная страна, по их мнению, служила препятствием для теплых, влагонесущих воздушных масс, приходящих с запада, а охлаждению способствовал также замерзающий Полярный бассейн.

Однако скорее сущность происшедших изменений заключалась не только в образовании геоморфологических барьеров на пути воздушных масс. Возникшая обширная высокогорная страна в условиях усиливающегося планетарного похолодания

послужила областью формирования одного из важнейших современных центров общеглобальной системы атмосферных воздушных циркуляций: области высокого давления на северо-востоке Азии – Сибирского антициклона. Его выхолаживающее воздействие по мере формирования высокогорного рельефа распространялось, особенно в зимний период, все далее на запад субконтинента, а также способствовало росту ледовитости Полярного бассейна. Следует, кстати, отметить, что в последние 15–14 млн лет (т.е. также, начиная со среднего миоцена и при наибольшей активизации подъема в позднем кайнозое) происходило формирование Гималайско-Тибетской высокогорной страны, с которой связано развитие Центрально-Азиатской области высокого давления (антициклона), т.е. другого важнейшего центра действия атмосферы глобального уровня [Li, 1991].

Взаимодействие этих областей высокого давления с зоной западного воздушного переноса высокоарктическими холодными массами на севере, с Алеутским минимумом – к востоку от субконтинента,

а также с муссонными областями – на юго-востоке во многом и определяет современную систему воздушной циркуляции внетропической области Северного полушария.

Таким образом, в кайнозое произошла кардинальная перестройка системы воздушной циркуляции и климата в целом в Северной Евразии. В течение основной части палеогена в условиях высокой глобальной теплообеспеченности и преимущественно невысокого выровненного рельефа ведущую роль играл широтный пояс западного воздушного переноса.

В неоген-четвертичное время, начиная в основном с середины миоцена, в условиях усиливающегося планетарного похолодания, сочетающегося с активным горообразованием на востоке и юге континента, происходит радикальная перестройка системы атмосферной циркуляции Северной Евразии. Можно, следовательно, говорить о возрасте современной климатической системы: она начала формироваться около 15 млн лет назад и установилась в параметрах, близких к современным, лишь в плейстоцене.

Summary

Comprehensive regional studies served as a basis for a large-scale synthesis of landscapes and climates changes in Northern Eurasia throughout the Cenozoic. In spite of the fact that the continent occupied position close to that of today since the beginning of the time interval under discussion, land and sea distribution was essentially different. During the Paleogene and at least till the mid-Neogene water of the Tethys and later Paratethys seas covered sizable portions of the present-day land on the East European Plain, in Siberia and Central Asia, while parts of the Arctic shelf were exposed and formed a continuation of the Eurasian continent. Topographic contrasts were much less pronounced, as the main phase of uplifts in the Caucasian - Central Asian mountain belt and in the Northeast falls on the last third of the Cenozoic, including the Alpine orogenesis.

In the **Paleocene** (65 to 54.9 Ma BP) the whole area of Northern Eurasia was dominated by thermophilic forest vegetation. Southern part featured forests of the type transitional from tropical to subtropical (quasi-tropical) corresponding to mean annual air temperature up to 25°C and total rainfall about 1500 to 2000 mm. Northern part (approximately north of 50°N) was covered by forests indicative of conditions transitional from subtropical to mild temperate ones. Signs of cooling are discernible at the end of the Paleocene, both in the west and in eastern regions.

During the early **Eocene** (beginning from 54.9 Ma BP) environments were much similar to those of the previous epoch. Later, however, both heat and moisture supply began to grow essentially and peaked at the time of the Eocene climatic optimum which was the main climatic optimum of the whole Cenozoic; it is dated to about 53 to 50 Ma BP. At that time most thermophilic plant formations dominated all over Eurasia, and the vegetation subtropical in appearance expanded northward at least as far as 70–72°N. The Eocene optimum put an end to the preglacial stage of the Meso-Cenozoic. After that a gradual decrease in temperature began, opening the stage of progressive cooling of the landscape sphere. Every region of Northern Eurasia shows decrease in heat and moisture supply.

During the **Oligocene** (38–24 Ma BP) tropical and subtropical plants were replaced by those of temperate belt all over Eurasia (with the exception of the southernmost regions). Towards the late Oligocene cold-

tolerant elements substantially gain in importance in many regions of Siberia and the North-East; dwarf birch and *Alnaster* are common in mixed pine-birch forests.

The **Miocene** (24.6–5.1 Ma BP) was marked by further increase in frequency of changes in climate and landscapes, two optima being clearly discernible. At the first of them (21–20 Ma BP) participation of subtropical elements was noticeable in many southern regions. The second climatic optimum (about 11–10 Ma BP) thermophilic plants became important, for example, in the south-west of the East European Plain. Later, about 6 to 5.5 Ma BP, a new component of zonal structure formed, that is steppe zone. The time of its formation was broadly synchronous to a well-known event of global importance - the Messinian crisis. In all probability, at that time new plant communities came into being in the North-East which developed later into tundras. Therefore the Miocene was an important stage in the evolution of landscapes, a precursor of the modern zonal structure which gradually developed under conditions of climatic fluctuations with general tendency towards cooling.

During the **Pliocene** (5.1 to 1.6 Ma BP) fluctuations of climate and changes of landscape gain both in frequency and in range as compared with the Miocene. Zonal structure of landscapes during warm stages was much like the modern one, while cold epochs were marked by appearance of cryospheric phenomena, such as glaciation and permafrost. In the Pliocene, however, those phenomena were typical primarily for the northernmost regions of Eurasia.

The **Quaternary period** (the last 1.6 Ma) is marked by the most drastic changes in environments and climates of the whole Cenozoic. The distinctive feature of this period were cold epochs characterized by an expansion of ice sheets and permafrost and onset of hyperzonal conditions (that is, dominance of open landscapes with a severe continental climate) over vast areas. During warm epochs zonal structure of landscapes was restored, heat and moisture supplies being much higher at the interglacial optima than at present. Thus, for example, the last interglacial optimum (about 125 000 years BP) and the optimum of the recent interglacial - the Holocene (about 5500 years BP) may be considered as paleo-analogues of the man-induced global warming by 2° and 1°C to be expected in future.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г. Геология и история флор побережья Японского моря (меловое и третичное время). М.: Наука, 1978. 192 с.
- Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 23 с.
- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М.: ПИН РАН, 1992а. 27 с.
- Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992 б. С. 37–49.
- Адаменко О.М., Гольберт А.В., Осипук В.А. и др. Четвертичная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Днестра. Киев: Феникс, 1996. 200 с.
- Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
- Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилкойской впадины и долины нижнего течения р. Лены. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 51).
- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 208 с.
- Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Иванова Н.М. и др. Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское: Кайнозой // Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 1–20.
- Алексеев М.Н., Голубева Л.В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973. С. 12–34.
- Алексеев М.Н., Горещкий К.В., Хютт Г.И. Геологическая интерпретация материалов по плейстоцену Подмоскowsья, датированных ОСЛ-методом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 92–99.
- Алешинская З.В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 150–159.
- Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 196 с.
- Ананьев Г.С., Беспалый В.Г., Глушкова О.Ю. и др. Стратиграфия и палеогеография Северо-Востока в позднем плейстоцене // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. М.: Наука, 1993. Вып. 1. С. 59–62.
- Ананьев Г.С., Пахомов А.Ю., Ананьева Э.Г. и др. Региональные черты геоморфологии Северного Приохотья // Региональная геоморфология районов нового освоения. М.: ВГО, 1979. С. 35–56.
- Андреев А.А., Климанов В.А. История растительности и климата Центральной Якутии в голоцене и позднеледниковье // Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1989. С. 28–51.
- Андреев А.А., Климанов В.А. Изменение природных условий Якутии за последние 11000 лет // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки: Докл. Междунар. симпозиум. Новосибирск, 1990. С. 22–27.
- Андреев А.А., Климанов В.А. Изменение растительности и климата междуречья рек Унгра и Якокит (Южная Якутия) в голоцене // Ботан. журн. 1991. Т. 76, № 3. С. 334–351.
- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д., Хотинский Н.А. Хронология ландшафтно-климатических изменений Центральной Якутии в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 116–121.
- Андреева-Григоревич А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев, 1991. 24 с.
- Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья: Путеводитель экскурсии VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Кишинев: Штиинца, 1986. 154 с.
- Артюшенко А.Т., Арап Р.Я., Безусько Л.Г., Ильвес Э.О. и др. Новые данные о растительности Украины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 173–179.
- Архангелов А.А. Подземное оледенение Колымской низменности в раннем плейстоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1972. № 2. С. 58–66.
- Архангелов А.А. Подземное оледенение севера Колымской низменности в позднем кайнозое // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1977. Вып. 6. С. 26–57.
- Архангелов А.А., Карташова Г.Г. Палеогеография Колымской низменности в позднем плиоцене // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 206–214.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазосного региона (уточненная стратиграфическая основа). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1987. № 8. 52 с.
- Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989а. С. 19–30.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. 1989б. № 6. С. 13–22.
- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1994. 106 с.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорье) // Проблемы стратиграфии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 46–58.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. К проблеме выделения раннезырянских межстадиалов в Западной Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск, 1989. С. 138–141.
- Архипов С.А., Круковер А.А., Шелкоплас В.Н. Разрез с раннеплейстоценовой вяткинской фауной и флорой на юге Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 91–97.
- Архипов С.А., Куликов О.А. Стратиграфия и термолюминесцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири: // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 31–39.
- Архипов С.А., Линке Г. Результаты ЭПР-датирования раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 228–236.

- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1964. Вып. 29. 127 с.
- Асеев А.А. Эволюция климата ледниковых эпох в Европейской области материкового оледенения и его перигляциальной зоне // Тепловая мелиорация северных широт. М.: Наука, 1973. С. 143–171.
- Атлас океанов. Т.1. М.: ГУНМО МО СССР, 1974. 302 с.
- Атлас океанов. Т.2. М.: ГУНМО МО СССР, 1977. 306 с.
- Атлас палеогеографических карт Украинской, Молдавской РСР (з элементами литофаций). Масштаб 1:2 500 000. Издательство Академии наук Украинской РСР. Киев, 1960.
- Аубекеров Б.Ж. Криогенные структуры и криолитозоны плейстоцена Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 4. С. 102–110.
- Ахметьев М.А. Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978. 187 с.
- Ахметьев М.А., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Шелудченко И.И. Позднепалеогеновое похолодание на востоке СССР по палеоботаническим данным Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. № 4. С. 74–97.
- Балобаев В.Т. Современное состояние и динамика многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене и голоцене по геотермическим данным // Проблемы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 79–88.
- Баранова Ю.П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. Вып. 11. С. 208–222.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1964. 289 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии // Континентальные третичные толщи Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 186–204.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Александрова А.Н. и др. Четвертичные отложения Востока СССР (стратиграфия, корреляция) // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 138–147. (28-я сесс. МГК (Вашингтон, июль 1989 г.).
- Баранова Ю.П., Карташова Г.Г., Коницев В.Н. Континентальный палеоген и неоген севера Средней Якутии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 7–21.
- Бараш М.С., Блюм Н.С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 1. С. 108–115.
- Бараш М.С., Блюм Н.С., Бурмистрова И.И. и др. Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М.: Наука, 1989. 285 с.
- Бархатов Г.В. Третичные отложения р.Алдан // Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 74–79.
- Баселян А.Е. и др. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5–24.
- Батулин С.Г., Мамедов Э.Д. Реликтовые и погребенные почвы Кызылкумов, их связь с позднечетвертичным осадконакоплением и палеогеографическое значение // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 128–131.
- Бахарева В.А. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных и голоценовых отложений в районе пос.Першино на Иртыше // Палинотриграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 115–120.
- Безусько Л.Г., Климанов В.А., Шелля-Сосонко Ю.Р. Климатические условия Украины в позднеледниковье и голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1988. С. 125–137.
- Белевич А.М. Находка морских диатомовых водорослей в дозырянских отложениях Приенисейского Севера // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып.2. Л.: НИИГА, 1963. С. 18–22.
- Белевич А.М. О возрасте дозырянских отложений на р.Соленой (Усть-Енисейский район) // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 9. Л.: НИИГА, 1965. С. 5–7.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграция биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 5–20.
- Берг Л.С. Основы климатологии. М.; Л.: Госиздат, 1927. 265 с.
- Бердовская Г.Н. Палинологические комплексы плейстоценовых отложений Нижней Печоры // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. № 45. С. 125–130.
- Беспалый В.Г. Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 109–131.
- Беспалый В.Г., Глушкова О.Ю. Северо-Восток // Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 62–69.
- Беспалый В.Г., Иванов В.Ф., Половова Т.П. Первые данные о среднеплейстоценовых морских межледниковых осадках Восточной Чукотки // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 932–934.
- Биостратиграфия позднего плиоцена – раннего плейстоцена Таджикистана. М.: Наука, 1988. 126 с.
- Бискэ С.Ф. Климаты палеогена Северо-Востока Сибири // Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 20–26.
- Блюм Н.С. Изменения термической структуры поверхностных водных масс западной части Тихого океана в неоген-четвертичное время // Стратиграфия отложений и палеоокеанология Мирового океана. М.: Наука, 1993. С. 4–24.
- Блюм Н.С., Иванова Е.В., Оськина Н.С. Реконструкция климатической зональности плиоцена (по планктонным фораминиферам) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 125–139.
- Блюм Н.С., Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 116–130.
- Бляхова С.М., Кальменова А.Х., Пономаренко З.К. Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования // Палинология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С.93–106.
- Бобров В.Н., Клейкова Н.И., Климанов В.А. и др. Стратиграфия, геохронология и палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена побережья моря Лаптевых и Таймыра // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 123–128.
- Болиховская Н.С. Палеогеография плейстоцена центральных и южных районов Русской равнины (по палинологическим данным) // Автореф. дис... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1975. 23 с.
- Болиховская Н.С. Эволюция лесово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
- Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников Европейского северо-востока СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской части СССР. 1988. С. 36–43.
- Борзенкова Н.Н. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- Борисов А.А., Борисенков Е.П., Приемов В.Н. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 431 с.
- Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л.: 1963. С. 11–75. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.: Т.94).
- Борисов Б.А. Стратиграфия среднечетвертичных отложений Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 142–176.
- Бородин Н.Г., Данилина А.А., Козлов В.Б., Маудина М.И. Разрез лыхвинских межледниковых отложений у дер.Яковлевское близ г.Пошехонье-Володарска // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: М-во геологии РСФСР, 1981. С. 23–39.
- Боярская Т.Д. Некоторые черты развития растительности Чукотки в неоген-плейстоцене // Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. С. 250–255.

- Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 56 с.
- Бубеницкова Н.В. Палеоокеанология Северной Пацифики в плиоцен-раннечетвертичное время по планктонным фораминиферам: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1996. 185 с.
- Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 352 с.
- Вальтер Г. Растительность земного шара. М.: Прогресс, 1968. 318 с.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 48).
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Евразии. М.: Наука, 170 с.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хорева И.М. Граница миоцен-плиоцена в Западной Сибири и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 167–171.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Виллафранк СССР: Био- и магнито-стратиграфия // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М., 1991. С. 124–145.
- Варущенко С.И. Эндемичные факторы и изменение некоторых характеристик средних широт Северного полушария за последние 1500 лет // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 37–48.
- Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 51 с.
- Васильчук Ю.К., Есиков А.Д., Опруненко С.Ф. и др. Новые данные по содержанию изотопов кислорода в сингенетических повторно-жильных льдах позднеледникового возраста низовий р. Колымы // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 4. С. 904–908.
- Вейнбергс И.Г., Воцилко М.Е., Шпеталенко А.М. и др. Спорово-пыльцевая характеристика новых разрезов позднечетвертичных отложений прибрежной полосы суши и шельфа юго-западного побережья Охотского моря // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976. С. 133–149.
- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 175–181.
- Величкевич Ф.Ю. Позднеплиоценовая флора Дворца на Днепре. Минск: Наука і тэхніка, 1990. 140 с.
- Величко А.А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968, № 3. С. 5–17.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР. 1975. С. 7–25.
- Величко А.А. Широкая асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в Северном полушарии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 5. С. 5–23.
- Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 220–246.
- Величко А.А. Эволюционная география: Некоторые вопросы теории // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985а, № 6. С. 25–35.
- Величко А.А. Эмпирическая палеоклиматология (принципы и степень точности) // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука. 1985б. С. 7–20.
- Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 5–43.
- Величко А.А. Голоцен как элемент общепланетарного природного процесса // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 5–12.
- Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 14–28.
- Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Корткопериодические и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 4–60.
- Величко А.А., Бараш М.С., Гричук В.П. и др. Климат Северного полушария в эпоху последнего микулинского межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 1. С. 5–18.
- Величко А.А., Бердников В.В. Криогенные образования // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: ВИНТИ, 1969. С. 551–563.
- Величко А.А., Борисова О.К., Светлицкая Т.В. Климат безледной Земли (количественные реконструкции для оптимума эоцена) // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 31–41.
- Величко А.А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. М.: Наука, 1977. 142 с.
- Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовская Е.Е. и др. Палеоклиматические реконструкции для оптимума микулинского межледниковья на территории Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 1. С. 15–27.
- Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовская Е.Е., Зеликсон Э.М. Палеоклимат территории СССР в оптимум последнего (микулинского) межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 6. С. 30–44.
- Величко А.А., Климанов В.А., Беляев А.В. Реконструкция водного баланса Каспия и Волги в оптимуме микулинского межледниковья и голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1988. № 1. С. 27–37.
- Величко А.А., Лаухин С.А., Нечаев В.П. Сравнительный анализ климатов и ландшафтов кайнозоя Северной Евразии // ДАН. 1995. Т. 340, № 3. С. 404–407.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Геохронология лессово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 28–33.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геохронологии и корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 5–19.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 5–25.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в палеогеографическом освещении // Почвоведение. 1985. № 11. С. 76–86.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 115–140.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Халчева Т.А. Лессово-почвенные серии и палеоклиматическая информация // Проблемы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 70–75.
- Величко А.А., Нечаев В.П. Палеоклиматическое значение ископаемых мерзлотных образований лессово-перигляциальной зоны // Проблемы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 92–96.
- Величко А.А., Нечаев В.П. К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // ДАН. 1992. Т. 324, № 3. С. 667–671.
- Величко А.А., Фаустова М.А. Оледенение Восточно-Европейского

- региона СССР // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 137–146.
- Величко А.А., Ясаманов Н.А. Современный и древний климат (естественно-исторический аспект) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1986. № 6. С. 5–15.
- Венус Б.Г. Особенности развития озерных котловин в гумидной и аридной зонах // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. М.: Наука, 1985. С. 5–29.
- Верещагин Н.К. Ископаемые млекопитающие и палеоклиматы // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 56–60.
- Верещагин Н.К., Оводов Н.Д. История фауны Приморья // Природа. 1968. № 9. С. 42–49.
- Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М. и др. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: ВГО, 1970. С. 72–80.
- Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Первобытный Лялякан: Этапы древнейшего заселения и освоения Внутренних Кызылкумов. М.: Наука, 1975. 286 с.
- Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990. 208 с.
- Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб, 1884. 640 с.
- Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В. и др. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 34–40.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субазальной толщи Западной Сибири в позднелиценное и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 1991. С. 40–51.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Южная часть Западно-Сибирской равнины (природные условия по данным изучения субазальной толщи) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. Вып. 1. С. 32–36.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Ким Ю.В., Круковер А.А. Уточнение схемы расчленения плейстоценовой субазальной толщи Западной Сибири: Тез. докл. Междунар. симпоз. «Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона». Владивосток, 1990. Ч. 1. С. 41–43.
- Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Волкова В.С. Палинофлоры плицена и раннего плейстоцена Западной Сибири в связи с решением проблемы нижней границы антропогена // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 54–71.
- Волкова В.С. Верхнелиценные и нижнелиценные отложения центральной части Западной Сибири: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода «Корреляция отложений, событий и процессов антропогена». Кишинев, 1986. С. 26–27.
- Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднелиценное и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 1991. С. 30–40.
- Волкова В.С., Баранова Ю.П. Плиоцен-раннелиценные изменения климата в Северной Азии // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 43–52.
- Волкова В.С., Бахарева В.А., Кулькова И.А., Николаева И.В. Палинологическая характеристика и стратиграфия кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 51–69.
- Волкова В.С., Гуртовая Е.Е., Левчук Л.К. Палинология морских отложений казанцевского горизонта в низовьях Енисея // Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 36–41.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения и корреляция континентальных палеогеновых и неогеновых отложений юга Западной Сибири и Северного Казахстана // Палинология Сибири. М.: Наука, 1985. С. 65–73.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Количественная оценка некоторых элементов климата позднего олигоцена и неогена // Палинология СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 31–36.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Климатические оптимумы в кайнозое Западной Сибири (по палинологическим данным) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 2. С. 108–112.
- Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Климат эоцена Сибири (на примере Западной Сибири). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 29 с.
- Волубева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархимова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2: Плиоцен. Магадан, 1990. 48 с.
- Волонтир Н.Н. История развития растительности Нижнего Приднестровья в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1989. 19 с.
- Воропай Л.И., Куница Н.А. Палеогеографические рубежи в развитии природы юго-запада Русской равнины в плейстоцене и голоцене // Четвертичный период: Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 143–148.
- Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 353 с.
- Гаврилова М.К. Климат и многолетнее промерзание горных пород. Новосибирск: Наука, 1978. 214 с.
- Гаврилова М.К. Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск: Наука, 1981. 113 с.
- Ганешин Г.С. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня // Материалы ВСЕГЕИ. Н.С. Четвертичная геология и геоморфология. 1959. Вып. 2. С. 132–146.
- Ганешин Г.С., Смирнов А.М. К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий // Геология и геофизика. 1960. № 5. С. 28–39.
- Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР: Азиатская часть. М.: Мысль. 1978. 163 с.
- Гей В.П., Гайгерова Л.А. Палеогеновые, неогеновые и раннечетвертичные озера центральной части Вологодской области // История озер в плейстоцене: Тез. докл. Л., 1975. С. 91–98. (Тр. IV Всесоюз. симпозиума по истории озер; Т. 20).
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. / Под ред. В.А. Крашенинникова и М.А. Ахметьева. М.: ГЕОС, 1996. 314 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. 308 с.
- Геология СССР. Т. 32: Приморский край. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
- Геология СССР. Т. 33: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Герасимов И.П. Современные пережитки позднелиценных явлений вблизи самой холодной области мира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1952. № 3. С. 16–21.
- Герасимов И.П. Природа и сущность древних почв // Почвоведение. 1971. № 1. С. 3–10.
- Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв // Почвоведение. 1973. № 5. С. 102–113.
- Герасимов И.П. Климаты прошлых геологических эпох // Метеорология и гидрология. 1979. № 7. С. 37–53.
- Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Географгиз, 1960. 490 с.
- Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 78).
- Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. 95 с.

- Глебов Ф.З. Взаимоотношение леса и болота в таежной зоне. Новосибирск: Наука, 1988. 182 с.
- Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Старикова Э.В., Жидовенко В.А. Палинологическая характеристика и датирование по ^{14}C торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная подзона) // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974. С. 194–200.
- Глезер З.И. Диатомовые водоросли мезо-кайнозоя и их роль в образовании кремнистых пород СССР. М., 1974. С. 30–34.
- Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфический разрез и палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 18–26.
- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Донченко В.В., Никитин В.П. Опорный разрез и магнитостратиграфия неогена Омского Прииртышья // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 71–78.
- Гожик П.Ф., Чугунный Ю.Г. О среднеплейстоценовом оледенении на территории Украины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 86–91.
- Голубева Л.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–42. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 31).
- Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 144 с.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 220 с.
- Горещий Г.И. Формирование долины р.Волги в раннем и среднем антропогене: Аллювий пра-Волги. М.: Наука, 1966. 412 с.
- Грачев М.А., Воробьева Г.А., Мац В.Д. Проблема датировки климатических событий плейстоцена и их корреляция с байкальскими и глобальными летописями (в печати).
- Гребенникова Т.А. Палеогеографический анализ позднечетвертичных обстановок осадконакопления в Японском море (по данным изучения диатомовых водорослей): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1989. 16 с.
- Гребенникова Т.А., Плетнев С.П. Новый метод оценки плейстоценовых палеотемператур водной среды по ископаемым диатомовым водорослям (на примере Японского моря) // Океанология. 1988. Т. 38, вып. 4. С. 605–612.
- Грибченко Ю.Н. Динамические особенности среднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории Русской равнины (по литологическим данным) // Изв. РАН. Сер. геогр. 1994. № 4. С. 91–99.
- Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969а. С. 57–70.
- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969б. С. 41–51.
- Гричук В.П. Результаты палеоботанического изучения лессов Украины и юга Среднерусской возвышенности // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 26–48.
- Гричук В.П. Древнейшее материковое оледенение в Европе – его признаки и стратиграфическое положение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 7–35.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гричук В.П. Растительность и климат среднего акчагыла (позднего плиоцена) Русской равнины // Палеоклиматы плиоцена. М.: ИГ АН СССР, 1991. С. 20–22.
- Гричук В.П., Гуртова Е.Е. Межледниковые озерно-болотные отложения у с.Крукичи // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 59–91.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Недра, 1948. 224 с.
- Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 69–77.
- Гричук М.П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 44–58.
- Гричук М.П. Палеоклимат по палинологическим данным // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 45–57.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 469 с. (Тр. Ин-та геологич. наук; Вып. 64).
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 218 с.
- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Губонина З.П. Палеофитологическое обоснование возраста аллювия Средней Волги. М.: Наука, 1978. 131 с.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеоэкогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.
- Гумбольдт А. Картины природы. М.: Географгиз, 1959. 269 с.
- Гуртова Е.Е. Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского Севера. Новосибирск: Наука, 1975. 74 с.
- Гуртова Е.Е. Реконструкция природных условий брянского интервала последней ледниковой эпохи для юго-запада Русской равнины // ДАН СССР. 1981. Т. 257, № 5. С. 1125–1128.
- Гуртова Е.Е., Кривоногов С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофосилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 69–91.
- Давыдова Н.Н., Бердовская Г.Н., Неуструева И.Ю. и др. Озера заповедника "Боровое" // История озер севера Азии. СПб: Наука, 1995. С. 143–175.
- Демкин В.А. Влияние изменений климата на эволюцию почв сухостепной зоны в голоцене // Климат почв. Пушкино: ИПФС АН СССР. 1985. С. 165–167.
- Дмитриева Е.Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Додонов А.Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 72–84.
- Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 165 с.
- Додонов А.Е., Жегалло В.И., Пеньков А.В., Сотникова М.В. Стратиграфия местонахождений позднеплиоценовых позвоночных Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 12–21.
- Додонов А.Е., Ранов В.А. Антропоген Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 67–81. (27-я сес. МГК; Секция С.03).
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. № 48. С. 86–102.
- Дорофеев П.И. О плейстоценовой флоре Европейской части СССР // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука і тэхніка, 1985. С. 63–86.
- Дренова А.Н. Фазы обводнения Сарыкамышы по радиоуглеродным данным // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 89–93.
- Дуброво И.А. Об остатках *Paralephas wusti* (M.Pawl.) и *Rhinoceros merski* Sager из Якутии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1957. № 21. С. 97–104.

- Дуброво И.А. Новые данные о позднекайнозойских млекопитающих Таджикистана // Палеонтол. журн. 1963. № 2. С. 155–170.
- Дуброво И.А. Отряд хоботные // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 92–108.
- Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции картирования растительности голоцена. Л.: Наука, 1981. 159 с.
- Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботан. журн. 1992. Т. 77. С. 120–123.
- Еремеев В.Н. Основные черты широтного распределения ^{18}O в поверхностных водах Атлантического океана // Морские гидрофизич. исслед. Севастополь. 1974. Вып. 65, № 2. С. 214–217.
- Ершова С.Б., Коломенская В.Н., Петрова Е.А. Новые данные о строении водораздельных равнин Томской области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 6. С. 28–35.
- Ефимов М.Г. Ископаемые крокодилы Зайсанской впадины // Флора и растительность Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 67–76.
- Жарикова Л.П., Казанцев А.С., Минюк П.С., Савченко А.Г. Новые сведения по стратиграфии кайнозоя восточной части Приморской низменности // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1982. С. 28–33.
- Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Коваленко Н.Д., Федкович З.Н. Биостратиграфия и корреляция плиоценовых отложений юго-востока Европейской части СССР // Плиоценовые и плейстоценовые отложения Поволжья и Южного Урала. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1982. С. 7–31.
- Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Коваленко Н.Д., Федкович З.Н. Описание стратотипов слоев ачкагыла и апшерона Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1987. С. 84–96.
- Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.Б. и др. Климатические ритмы позднего плейстоцена // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47–58.
- Зархидзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. С.-Пб: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 6–28.
- Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е., Генералов П.П. Моря Норвежское, Баренцево и Карское: Кайнозой // Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 15–31.
- Зеликсон Э.М. О флоре из подморенных отложений бассейна Дона (по данным изучения Новохоперского разреза) // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 168–189.
- Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики. М.: Наука, 1987. С. 31–57 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 425).
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные геодинамические и палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 287 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеониздат, 1990. 218 с.
- Зубаков В.А., Ганешин Г.С., Чемеков Ю.Ф. Граница плиоцена и плейстоцена и периодизация верхнего кайнозоя // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР (к XII Конгрессу ИНКВА). Л., 1987. 113 с.
- Зыкин В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г.Павлодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–72.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 9–16.
- Зыкина В.С. Ископаемые почвы – основа расчленения четвертичных субаэральных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1986. С. 115–121.
- Зыкина В.С. Природная среда потепления позднего плейстоцена по палеопедологическим данным в Западной Сибири // VII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода. Таллинн, 1990. С.32–33 (Тр. Докладов. Т. 2).
- Зыкина В.С., Кружовер А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предаттайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул, 1988. Ч. 1. С.47–49.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Иванова Н.Г. Палинологическая характеристика отложений апшеронского возраста из района Кум-Дага в Западной Туркмении // Палинология плейстоцена. М., 1972. С. 213–228.
- Иенни Г. Факторы почвообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 347 с.
- Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии (поздний миоцен – ранний плиоцен). М.: Наука, 1976. 287 с.
- Ильинская И.А. К характеристике флоры и растительности Зайсанской впадины времени существования обайлинской фауны // Флора и растительность Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.22–32.
- Ильинская И.А. Ископаемые флоры Киин-Кериша Зайсанского бассейна. Ч. 2 // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8, вып. 4. С. 143–187.
- Истомин В.Е., Паньчев В.А., Шипицын Ю.Г. ЭПР-датирование пресноводных раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. № 18. 8 с.
- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. 363 с.
- Кайнозойские отложения Лены и Алдана: Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. Якутская АССР. Сибирская платформа. Новосибирск: Наука, 1984. С. 21–42, 108–112.
- Кальке К.Д. Южная граница позднеплейстоценового Европейско-Сибирского фаунистического комплекса в Восточной Азии // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 263–272.
- Кальменова А.Х., Сотникова М.А. Характерные черты палинофлор палеогена Тургайского прогиба и Южного Казахстана // Палинология и стратиграфия. М.: Наука, 1994. С. 105–109.
- Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 58–78.
- Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965. 296 с.
- Каплина Т.Н. Зональные закономерности распространения полигонально-жильных образований в Восточной Сибири // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 38–49.
- Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 153–181.
- Каплина Т.Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Якутск, 1987. 41 с.
- Каплина Т.Н. Этапы формирования геокриологии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 170–174.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы

- территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–220.
- Каплина Т.Н., Романовский Н.Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 101–129.
- Караваев М.Н. Основные моменты развития растительного покрова Центральной Якутии с середины третичного периода // Доклады на 1-й научной сессии Якут. базы АН СССР. Якутск, 1948. С. 151–163.
- Караулова Л.П. Палинологическое обоснование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974. 25 с.
- Кармишина Г.И. Остракоды плиоцена юга Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. С. 1–373.
- Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 451–472.
- Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумова Л.Г. Оligоценовое похолодание на Северо-Востоке СССР // Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Азии. Владивосток, 1985. С. 100–108.
- Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумова Л.Г. Оligоценовое похолодание в Северной Якутии (низовья Колымы) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 165–174.
- Кашменская О.В., Хворостова З.М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей (на примере Эльгинского золотоносного района в верховьях р.Индигирки). Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1965. 166 с.
- Кесь А.С., Костюченко В.П., Лисицына Г.Н. История заселения и древнее орошение Юго-Западной Туркмении. М.: Наука, 1980. 126 с.
- Кёппен В. Основы климатологии. М.: Учпедгиз, 1938. 376 с.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кистерева И.Б., Анкундинов Л.А. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины // Третичные континентальные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 100–109.
- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1976. № 2. С. 92–98.
- Климанов В.А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 101–114.
- Климанов В.А. Восстановление палеотемператур и палеоосадков на основе спорово-пыльцевых данных // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 38–48.
- Климанов В.А. Цикличность и квазипериодичность климатических колебаний в голоцене // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 29–33.
- Климанов В.А. Климат Северной Евразии в позднеледниковье (в последний климатический ритм) // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 61–93.
- Климанов В.А., Серебрянная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1986. № 2. С. 93–101.
- Климанов В.А., Тарасов П.Е., Тарасова И.В. Колебания климата степной зоны Казахстана в голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1994. № 1. С. 99–104.
- Климанов В.А., Шофман И.Л. О климатических изменениях верхнего плейстоцена и голоцена Западной Якутии // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогеоз Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 38–47.
- Климова Р.С. Миоценовая флора и флостратиграфические горизонты Приморья // Палеоботаника и флостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–75.
- Климова Р.С., Крамчанин А.Ф., Демидова Т.М. Новые данные по стратиграфии Реттиховского угольного разреза // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток. 1977. С. 66–75.
- Колпаков В.В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р.Лены // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1970. № 37. С. 75–82.
- Колпаков В.В. Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные датировки // Региональная геоморфология районов нового освоения. М.: ВГО, 1979. С. 83–98.
- Комаров В.В. Нижнечетвертичные отложения в профиле скважин, пробуренных на р.Турухан // Четвертичные отложения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. 79 с.
- Кононова Н.Н. Эоловый микрорельеф аккумулятивного побережья Северо-Западного Сахалина // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 60–62.
- Кораллова В.В. К вопросу реконструкции климата и растительности палеогена Украины // Геология и рудоносность юга Украины. Вып.3. Киев, 1971. С. 42–48.
- Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1988. 160 с.
- Короткий А.М. О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине // Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВФ АН СССР, 1968. С. 32–37.
- Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор) // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 117–122.
- Короткий А.М. Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алины // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 100–123.
- Короткий А.М. Этапы становления рельефа и осадконакопления в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 59–81.
- Короткий А.М. Геоморфологическая позиция кор выветривания в современном рельефе Сихотэ-Алины // Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 91–101.
- Короткий А.М. Палеогеографические рубежи плейстоцена: Принципы выделения, обоснование возраста и корреляция // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 5–28.
- Короткий А.М. О скорости и условиях голоценового торфонакопления на Дальнем Востоке // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983а. С. 109–119.
- Короткий А.М. Палеогеографический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983б. 245 с.
- Короткий А.М. Оледенение и псевдогляциальные образования юга Дальнего Востока СССР // Плейстоценовые оледенения востока Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 174–185.
- Короткий А.М. О возрасте «луговой» террасы на реках Приморья // Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 39–58.
- Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. Орокесская терраса – опорный разрез голоцена Западного Сахалина // Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–24.
- Короткий А.М., Высочин В.И., Геоздева И.Г. Вечная мерзлота и ее динамика в позднем вюрме – голоцене // Ландшафтные геофизические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 45–57.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А. и др. Четвертичные отложения побережья залива Анива // Новые данные по стра-

- тиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 79–95.
- Короткий А.М., Демидова Т.И. Новые данные о возрасте подбазальтовых отложений мыса Поворотного (Юго-Восточное Приморье) // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 27–31.
- Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 79–110.
- Короткий А.М., Караулова Л.П. Палинологические комплексы плиоценовых отложений Приморья // Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: МСК СССР, 1978. С. 178–179.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Алексеева Э.В., Ковалюх Н.Н. О находке «хорольского» мамонта (Приморский край) // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 29–50.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Ложкин А.В. О времени и условиях формирования аккумулятивных форм на континентальном побережье Японского моря // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 104–122.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкар В.С. Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 112–119.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
- Короткий А.М., Ковалюх Н.Н. Ритмика вечной мерзлоты как отражение изменений климата в позднем плейстоцене – голоцене // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 20–36.
- Короткий А.М., Ковалюх Н.Н., Волков В.Г. Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (юг Дальнего Востока). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 59 с.
- Короткий А.М., Лобанова Л.А. О скорости и условиях голоценового торфонакопления на Дальнем Востоке // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 109–119.
- Короткий А.М., Мохова Л.М., Пушкар В.С. Климатические смены голоцена и развитие ландшафтов гольцовой зоны Центрального Ям-Алиня // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 5–22.
- Короткий А.М., Никольская В.В., Скрыльчик Г.П. Пространственно-временные закономерности осыпного и курумного морфолитогенеза в условиях муссонного и континентального климата Дальнего Востока // Локальные контрасты в геосистемах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 122–134.
- Короткий А.М., Павлюткин Б.И. О переуглубленных речных долинах Восточной Азии // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 160–166.
- Короткий А.М., Пушкар В.С. Ритмика колебаний уровня Японского моря в ресс-вюрме // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 96–110.
- Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
- Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Лориус К. Климаты прошлого из глыбы ледниковых щитов. М.: Знание, 1991. 48 с.
- Красненков Р.В., Аладжанян А.К., Казанцева Н.Е. и др. Стратотипический разрез ильинского горизонта // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 97–122.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижнего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.
- Красненков Р.В., Писарева В.В. Новый разрез рославльских межледниковых отложений в хут. Нижнедолиновский (Волгоградская обл.) // ДАН СССР. 1977. Т. 232, № 5. С. 1154–1157.
- Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1984. 212 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 206 с.
- Кременецкий К.В., Тарасов П.Е. Палинологические исследования голоцена Казахстана // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 151–159.
- Кременецкий К.В., Тарасов П.Е., Черкинский А.Е. История островных боров Казахстана в голоцене // Ботан. журн. 1994. Т. 94, № 3. С. 13–29.
- Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения. Новосибирск, 1989. 231 с.
- Криштофович А.Н. Ископаемая флора с реки Лозьвы в Северном Урале с остатками макклиптокий, родственная гренландской // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП. 1933. Вып. 291. С. 1–33.
- Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических провинций Северного полушария с конца мелового периода // Сов. ботаника. 1936. № 3. С. 9–24.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника, 4-е изд. Л.: ГНТИН и ГТЛ, 1957. 650 с.
- Круковер А.А. Палеогеографическое значение мелких млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 1991. С. 59–63.
- Крюков В.Д., Федоренко В.А. Четвертичные образования Норильского района // Стратиграфия Норильского горно-промышленного района. Л.: НИИГА, 1975. С. 114–131.
- Кузьминская К.С., Ясаманов Н.А. Реконструкция поверхностных течений океана в позднемеловую эпоху и в кайнозое // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 6. С. 975–982.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 183 с.
- Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 116 с.
- Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11–17.
- Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя. Новосибирск: Ин-т геол. СО РАН, 1994. С. 98–104.
- Кулькова И.А., Лаухин С.А. Флора континентального палеогена Енисейского кряжа по палинологическим данным. М.: Наука, 1975. 85 с.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25–31.
- Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1988. 203 с.
- Лавров В.В. Отложения миоценового аридного горизонта и палеогеография Великого озера на равнинах и в межгорных впадинах Зауралья и его палеоландшафты. Л.: ВГО, 1979. С. 7–33.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 265 с. (Тр. ГИН; Вып. 87).
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 238 с.
- Лаврушин Ю.А. Гляциальный шельф: Строение, осадконакопление, палеогеография // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 91–109.
- Лаврушин Ю.А. Типы геолого-палеоэкологических ситуаций четвертичного периода // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 1991. С. 7–17.
- Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н. Позднекайнозойские палеоклима-

- тические события в Арктическом океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 48–52.
- Лаврушин Ю.А., Алексеев В.М., Хасанкаев В. и др. К палеомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Изв. АН Эстонии. Геология. 1990. Т. 39, № 2. С. 76–82.
- Лаухин С.А. Палеоклиматы северных районов Северо-Востока Азии в кайнозое // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 271–278.
- Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. Кайнозой шельфа Чукотки: Палеоген и неоген // Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 2–15.
- Лаухин С.А., Фрадкина А.Ф. Сравнительная палинологическая характеристика пессимумов рубежей эоцена–олигоцена и олигоцена–миоцена на Северо-Востоке Азии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С. 1439–1442.
- Лаухин С.А., Чупахин А.Я., Кулькова И.А. Сибирская платформа и ее северное и южное обрамления // Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 236–248.
- Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 74–97.
- Левина Т.П., Никитин В.П. Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р.Енисей // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 80–85.
- Левина Т.П., Орлова Л.А. Палинологические и радиоуглеродные исследования голоценовых отложений бассейна оз.Чаны: Тез. докл. Тбилиси, 1989.
- Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 36–55.
- Левковская Г.М. История голоценового облесения Арктики в свете радиоуглеродных дат // Итоги биостратиграфических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа: БФ АН СССР, 1977. С. 15–36.
- Левковская Г.М., Кинд Н.В., Завельский Ф.С., Форова В.С. Абсолютный возраст торфяников района г.Игарки и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1970. № 37. С. 94–101.
- Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
- Ледниковая геология Белогорской возвышенности, Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск: Наука, 1978. 132 с.
- Лёссовые породы СССР. Т.2: Региональные особенности / Под ред. Е.М.Сергеева, В.С.Быковой, Н.Н.Коммисаровой. М.: Недра, 1986. 276 с.
- Ложкин А.В. Изменения климата и растительности Западной Беренгии в позднем плейстоцене // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 29–32.
- Ложкин А.В., Федорова И.Н. Эволюция растительности и климата Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене (по данным исследования осадков озер) // Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. 1989. С. 3–9.
- Ложкин А.В. и др. Изменение палеогеографической обстановки в районе оз.Глухое (Северное Приохотье) на границе плейстоцена и голоцена // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 1. С. 184–188.
- Ломов С.П. Почвы и почвенные покровы Памиро-Алая в плейстоцен-голоцене: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. М., 1989. 40 с.
- Лугзин Б.К., Ранов В.А. О первых находках палеолита в Центральном Копетдаге // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. № 32. 1966. С. 87–95.
- Любомирова К.А. Палеогеновый период // Палеофитогеография Севера СССР в мелу и палеогене. Л.: Недра, 1975. 92 с.
- Лю Дуншен. Успехи в изучении четвертичного периода Китая // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 53–64.
- Маев Е.Г., Маева С.А., Николаев С.Д., Паруних О.В. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.: Изд-во МГУ, 1983. Ч. 2. С. 97–104.
- Макеев В.М., Большиханов Д.Ю., Малаховский Д.Б. и др. Стратиграфия и геохронология плейстоценовых отложений Северной Земли // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 132–137.
- Максимов Е.В. Голоцен (ритмический вариант Блитта-Сернандера) // Изв. Всесоюз. географ. совещ. 1986. Вып. 1. С. 10–20.
- Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 179 с.
- Макулбеков Н.М. Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука, 1977. 236 с.
- Макулбеков Н.М. Палеоценовые и эоценовые флоры Центральной Евразии (Этапы развития, корреляция морских и континентальных толщ): Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: ПИН РАН, 1997. 67 с.
- Мальшина Е.А. Результаты спорово-пыльцевого анализа четвертичных и верхнеплиоценовых отложений из Прибалханского района Западной Туркмении // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 296–303.
- Мамедов Э.Д. Плейстоценовый этап геологического развития пустынной зоны СССР: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М., 1980. 46 с.
- Мамедов Э.Д., Батулин С.Г. Палеогидрогеологическая обстановка и древнее расселение человека в пустынях Средней Азии // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 222–230.
- Маркевич В.С. Меловая палинофлора Востока СССР: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1990. 38 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. Т.2. 435 с.
- Маркова А.К. Ископаемые грызуны из погребенных почв плейстоцена Русской равнины // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 913–916.
- Маркова А.К. Микротериофауна как индикатор палеоклиматов // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 60–65.
- Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время: Дис. в виде науч. доклада ... д-ра геогр. наук. М.: ТОО «Фабула», 1998. 75 с.
- Мартынов В.А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 471–484.
- Мартынов В.А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности // Материалы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1962. С. 182–197 (Тр. СНИИГиМС; Вып. 24).
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 9–22.
- Матвеев А.В. Литологические особенности морен как показатели палеоклиматов // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 109–113.
- Маудина М.И., Писарева В.В., Великевич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // ДАН СССР. 1985. Т. 284, № 5. С. 1195–1199.
- Махова Ю.В., Тер-Григорян Е.В. История развития растительности и флоры на севере Амуро-Зейской равнины с позднего олигоцена до голоцена // Геоморфология Амурской равнины и низкотеррас Малого Хингана. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 83–104.
- Медяник С.И. Палинологическая характеристика понтических отложений у с.Виноградовка Молдавской ССР // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1986, № 5. С. 48–51.
- Медяник С.И. Палеогеографические условия формирования эоплейстоценовых отложений Нижнего Приднестровья (по пали-

- нологическим данным) // Четвертичный период: Палеогеография и литология. Кишинев: Штинца, 1989. С. 92–96.
- Медяник С.И., Михайлеску К.Д. Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене. Кишинев: Штинца, 1992. 132 с.
- Медянцева А.И. Ветрогнаники в четвертичных отложениях в низовьях р. Лены // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1962. С. 146–151.
- Методические рекомендации по составлению монографии «Развитие климатов на территории СССР в кайнозое» / Под ред. А.А.Величко, Е.Е.Гуртовой. М.: ИГ АН СССР, 1986. 71 с.
- Методы реконструкции палеоклиматов / Под ред. А.А.Величко, Л.Р.Серебрянного, Е.Е.Гуртовой. М.: Наука, 1985. 198 с.
- Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 519 с.
- Миоцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора). М.: Наука, 1976. 284 с.
- Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.
- Михайлеску К.Д., Маркова А.К., Чепалыга А.Л. и др. Биостратиграфия опорного разреза (лестостратотипа) древнеэвксинских отложений у с.Озерное // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 29–40.
- Молодых А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М. и др. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляции с событиями плейстоцена // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 41–47.
- Молодых А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М., Барановская О.Ф. Определение возраста раковин из морских отложений островов Октябрьской Революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 236–243.
- Монин А.С., Шишков К.А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 407 с.
- Морозова В.Ф., Вихлянец В.В. Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Эврон-Чунгарской депрессии на основе палеоботанических данных // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 116–123.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Московский ледниковый покров Восточной Европы / Под ред. Г.И.Горещкого, Н.С.Чеботаревой, С.М.Шика. М.: Наука, 1982. 240 с.
- Мочанов Ю.А. Древнейшие этапы заселения человеком Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- Мочанов Ю.А., Савинова Г.М. Природная среда обитания человека в эпоху камня и ранних металлов Якутии (по материалам археологических памятников) // Новое в археологии Якутии. Якутск, 1980. С. 14–27.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Вопр. микропалеонтол. М.: ГЕОС. 1996. Вып. 31. С. 117–136.
- Невесская Л.А. К классификации древних замкнутых водоемов на основании характера их фауны // Тр. ПИН АН СССР. 1971. Т. 130. С. 258–278.
- Невесская Л.А., Ахметьев М.А., Богданович А.К. и др. Биогеографическое районирование территории СССР в неогене // Стратиграфия СССР: Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Т. 2. С. 377–387.
- Негру А.Г. Позднемиоценовые флоры юго-запада Европейской части СССР (по палеокарпологическим данным): Автореф. дис.... д-ра биол. наук. Кишинев, 1986. 49 с.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 403 с.
- Нейштадт М.И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 7–13.
- Нейштадт М.И. О смене природных условий в средней тайге Западной Сибири в голоцене // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 156–161.
- Немкова В.К. Стратиграфия позднепоследних отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. УФА: ГИН, 1978. С. 4–45.
- Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и Средней Лены // Путеводитель экскурсии Международного симпозиума «Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона». Якутск: Якутск. Н.Ц. СО АН СССР, 1990. 43 с.
- Нечаев В.П. Строение псевдоморфоз по полигонально-жилым льдам в лессовых отложениях юго-запада Русской равнины // Перигляциальные образования плейстоцена. Киев: ИГН АН УССР, 1980. С. 30–32.
- Нечаев В.П. О соотношении наземного и подземного оледенений на Восточно-Европейской равнине в днепровскую холодную эпоху // Материалы Первой конференции геокриологов России. М.: МГУ, 1996. Кн. 1. С. 55–64.
- Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное врем. М.: Наука, 1970. С. 245–309.
- Никитин В.П. Неогеновые флоры Северо-Востока СССР (по материалам карпологических исследований) // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 125–130.
- Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
- Николаев С.Д. Изотопный состав кислорода атмосферных осадков Русской равнины в ледниковое время // ДАН СССР. 1988. Т. 298, № 2. С. 450–452.
- Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И. Палеогеография океанов и морей в кайнозое по изотопным и микропалеонтологическим данным // ИНТ. Т. 6: Палеогеография. М.: ВИНТИ, 1989. 196 с.
- Николаев С.Д., Попов С.В. Применение изотопного кислородного метода к изучению палеогеографии замкнутых и полужамкнутых бассейнов (типа Черного и Каспийского морей) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 40, вып. 1. С. 78–86.
- Николаева Т.В. Новейшие данные по стратиграфии четвертичных отложений Комсомольского района // Сов. геология. 1969. № 11. С. 96–102.
- Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура. М.: Наука, 1972. 295 с.
- Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина. М.: Изд-во МГУ, 1988. 233 с.
- Нурмамбетов Э.И., Чутина Л.Н., Акианова Ф.Ж. К позднеплейстоцен-голоценовой истории Северного Казахстана // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 102–109.
- Овандер М.Г., Ложкин А.В., Башилин Д.К., Жигульцева С.Н. Палеогеографическая обстановка времени формирования едомной свиты Яно-Индигоирской низменности // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан: ДВО АН СССР. 1987. С. 119–134.
- Оводов Н.Д. Позднеантропогенная фауна млекопитающих (Mammalia) юга Уссурийского края // Фауна и систематика позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 157–177.
- Овчинников П.Н., Байгузина Л.Л. К палинологической характеристике верхнеплиоценовых отложений бассейна р.Куруксай (Южный Таджикистан) // Докл. АН ТаджССР. 1977. Т. 20. № 8. С. 64–66.
- Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1980. 107 с.
- Осыкина Н.С., Блюм Н.С. Структура танатоценоза планктонных фораминифер как индикатор океанских круговоротов и фронтов // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 6. С. 942–947.
- Павлюткин Б.И. Геологическое развитие Раздольненско-Ханкайской впадины в позднем кайнозое: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1986. 24 с.

- Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Короткий А.М. Возраст усть-суифунской и усть-давыдовской свит (Южное Приморье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 128–132.
- Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкар В.С. Палеоботаническая характеристика и радиометрия миоценовых отложений юго-западного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 3. С. 26–34.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: Якутский НИИ СО АН СССР. 1989. 184 с.
- Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Под ред. А.А.Величко, Л.Старкеля. М.: Наука, 1994. 205 с.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. И.П.Герасимова, А.А.Величко. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднечетвертичного оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.
- Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 149–179.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предаттайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 10 с.
- Пахомов М.М., Шофман И.Л., Прокопчук Б.И. Этапы формирования антропогенных отложений Чебединского разреза (нижнее течение р.Вилой) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1975. № 44. С.117–122.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жигалов В.Н. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 5–16.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р.Кызылсу (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 33–43.
- Писарева В.В., Красненков Р.В. К палинологической характеристике плейстоценовых отложений на Дону // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 36–42.
- Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 111 с.
- Плешивцева Е.С. Палинологическая характеристика отложений бо-реальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. С. 92–104.
- Подгорецкий В.В., Поповин Е.Ф. Изотопная палеотермометрия эоценового бассейна Нижнего Поволжья и Южных Ергеней по раковинам крупных фораминифер // Геохимия. 1968. № 11. С. 1382–1388.
- Попов А.И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 10–36.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
- Поспелова Г.А., Семенов В.В., Шаронова З.В. и др. Раннеплейстоценовый экскурс геомагнитного поля в субаральных отложениях Верхнего Дона // ДАН. 1997. Т. 355, № 1. С. 106–110.
- Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности». Тур 11. М., 1979. 116 с.
- Путеводитель экскурсий. Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы» / Под ред. А.Е. Додонова, Я.Р.Меламеда, К.В.Никифоровой. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Путеводитель экскурсий А-2 и С-2. XI Конгресс ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1981. 55 с.
- Пушкар В.С. Биостратиграфия осадков антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 140 с.
- Пушкар В.С., Лихачева О.Г., Высочина О.В., Петренко Г.Н. Диатомовые комплексы северной и средней части Сихотэ-Алиня // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 51–56.
- Пишин Г.Н., Степленков А.П., Черкинский А.Е. Происхождение и возраст доголоценовых террас Арала // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 3. С. 675–679.
- Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975. 264 с.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 226 с.
- Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. Вып. 1: Региональная палеогеография / Под ред. А.А.Величко. М.: Наука, 1993. 102 с.
- Развитие природной среды юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 238 с.
- Разжигова Н.Г. Осадконакопление в прибрежной зоне Японского моря в позднем плейстоцене – голоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 215 с.
- Разрез новейших отложений Иссыккульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.
- Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1978. 107 с.
- Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П. и др. Кульдара – новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1987. № 56. С. 65–75.
- Растительный покров Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1985. 251 с.
- Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Приамурья (схема VIII). Магадан: МСК СССР, 1987. 40 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: СВТГУ, 1978. 192 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (с региональными стратиграфическими схемами). Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан, МСК СССР, 1987. 242 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 99 с.
- Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1975. 293 с.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Общие тенденции изменения климата в позднем мезозое и кайнозое // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 173–179.
- Рухин Л.Б. Основы литологии: Учение об осадочных породах Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
- Савина С.С., Хотинский Н.А. Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 231–244.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.
- Свиточ А.А. Актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена: Тез. XI Междунар. конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 3. С. 276–277.
- Серебрянная Т.А. О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 179–186.
- Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. Ч. 1. 167 с.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Синицын В.М. Природные условия и климаты территории СССР в раннем и среднем кайнозое. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 104 с.
- Скабичевская Н.А. Среднеплейстоценовые диатомеи Приенисейского севера. М.: Наука, 1984. 154 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 544).

- Скиба Л.А. История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. М.: Наука, 1975. 72 с.
- Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 254 с.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 114 с.
- Соловьев В.В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1961. Т. 64. С. 141–149.
- Спиридонова Е.А., Лаврушин Ю.А. Корреляция геолого-палеоэкологических событий голоцена арктической, бореальной и аридной зон Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 151–172.
- Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 192 с.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система: Полутом 1. М.: Недра, 1982. 443 с.
- Стратиграфия СССР: Четвертичная система: Полутом 2. М.: Недра, 1980. 331 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1962. 212 с.
- СЭС: Погода. М.: Сов. энциклопедия, 1984. С. 1015.
- Сябрий С.В., Светлицкая Т.В. Палеоландшафты и палеоклиматы юго-запада Европейской части СССР в плиоцене // Палеоклиматы плиоцена. М.: ИГ АН СССР, 1991. С. 40–41.
- Тарасов П.Е., Кременецкий К.В. Геохронология и стратиграфия голоценовых отложений Северного и Центрального Казахстана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 81–88.
- Тарзулян В.О. Почвообразование и элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 1985. № 11. С. 36–45.
- Тетюхин Г.Ф. История формирования четвертичного покрова Узбекистана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Ташкент, Ташк. гос. ун-т, 1971. 28 с.
- Тетюхин Г.Ф., Ерошкин А.Ф., Попов В.И. О границе неогеновых и четвертичных отложений в Узбекистане // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 208–215.
- Томирдиаро С.В. Арктический и субарктический типы мерзлотного лесса и выделение едомных формаций шельфового и континентального типов // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 134–142.
- Томирдиаро С.В., Черненко Б.И. Криогенно-золотые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
- Томская А.И. Палинология голоцена Якутии // Палинологические материалы к стратиграфии осадочных отложений Якутии. Якутск, 1975. С. 73–97.
- Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. Новосибирск: Наука, 1981. 221 с.
- Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 207 с.
- Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин: Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 294 с.
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–39.
- Труфанов Г.В., Вакуленко А.С. Эоценовые угленосные отложения на Новосибирских островах // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 135–137.
- Украинцева В.В. Флора, растительность и природные условия Сибири в позднем антропогене (по результатам исследования содержимого кишечных трактов ископаемых животных и вмещающих их отложений): Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Киев, 1988. 47 с.
- Украинцева В.В. Новые палеоботанические и палинологические свидетельства раннеголоценового потепления климата в высоких широтах Арктики // Ботан. журн. 1990. Т. 75, № 1. С. 70–73.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 203 с.
- Фаустова М.А., Орешкин Д.Б. Палеоклиматическая интерпретация данных о ледниковом рельефе и отложениях // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 103–109.
- Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.
- Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена – среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 161 с.
- Фрадкина А.Ф. Выделение отложений плиоцена в разрезах континентального неогена северо-восточных районов СССР (по палинологическим данным) // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 159–164.
- Фрадкина А.Ф. К стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений западной части Нижнеалданской впадины (Якутия) // Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 77–83.
- Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Фрадкина А.Ф. Палинологическая характеристика олигоценовых и миоценовых отложений Нижнеалданской впадины (Якутия) и сопредельных территорий // Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 142–152.
- Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Томская А.И. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Нижнеалданской впадины // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Якутск. фил. СО АН СССР, 1982. С. 14–21.
- Фрадкина А.Ф., Гусев Г.С., Гриненко О.В. и др. Северо-Восток России // Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 249–256.
- Фрадкина А.Ф., Труфанов Г.Ф., Вакуленко А.С. Эоцен Новосибирских островов // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 22–30.
- Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д.Окатово в Западном Подмоскowie // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 59–82.
- Херман И. Палеоокеанология Арктического океана и ее связь с ледниковыми эпохами позднего неогена // Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 125–130. (27-й МКГ. Докл.; Т. 3).
- Ходаков В.Г. Актуалистическая модель европейского покровного ледника // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 48–62.
- Холмовой Г.В., Валуева М.Н., Анциферова Г.А. и др. Польное Лапино // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1984. С. 116–138.
- Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И. и др. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1995. 144 с.
- Хорева И.М. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений р.Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 9. С. 80–89.
- Хорева И.М., Васильев В.П., Лаврушин Ю.А. Палеоэкология микулинского моря на севере Европейской части СССР // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 57–68.
- Хотинский Н.А. Палинологические материалы к проблемам палеогеографии голоцена Тихоокеанской окраины СССР // Палинология голоцена. М.: Наука, 1971. С. 171–188.
- Хотинский Н.А. Трансконтинентальная корреляция этапов истории растительности и климата Северной Евразии в голоцене // Проблемы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 116–123.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Хромов С.П. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 568 с.
- Хрусталева Ю.П., Черноусов С.Я. К голоценовой истории развития озера Блахаш // Изв. РГО. 1992. Т. 124, вып. 2. С. 164–171.
- Хуайчжень Ян, Сюй Синь. Изменения природной среды Восточного Китая в четвертичный период // Наньизин дасяо сяозбао. Сер. Цзыжань КЮСЮЭ, 1980, вып. 1. С. 121–144.

- Чамов Н.П. Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений северо-востока острова Фаддевского (Новосибирские острова) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 43–53.
- Чемехов Ю.Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 124 с.
- Чепалыга А.Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 500 с.
- Чепалыга А.Л. Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 145–149.
- Чепалыга А.Л. Климатические события кайнозоя Паратетиса // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 214–225.
- Чепалыга А.Л., Ясаманов Н.А. Стронциевый метод определения палеотемператур пресноводных бассейнов // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 142–145.
- Четвертичные отложения перигляциальной зоны Центральной Якутии // Путеводитель экскурсии А-14 XI Конгресса ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1982. 36 с.
- Чистякова И.А. Осадконакопление и история четвертичного мелководного гляциального шельфа (на примере Печорского моря): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1997. 24 с.
- Чутина Л.Н. Палеогеографические условия северо-запада Центрального Казахстана в позднем плейстоцене и голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1974. 22 с.
- Чхиквадзе В.М. Раннепалеогеновые черепахи Зайсана // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 62–66.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 283 с.
- Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 5–39.
- Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–22.
- Шацкий С.Б., Даргевич В.А., Генералов П.П. и др. Западная Сибирь // Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 225–234.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
- Шер А.В. Возраст четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 708–713.
- Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 4. С. 105–109.
- Шик С.М., Дуброво И.А., Лавров А.В. и др. Хозарский слон с р.Момодиньи (Истринский район Московской области), условия его залегания и возраст // Бюл. Регион. межведом. стратиграф. комис. Вып. 2. М.: Росгеолфонд, 1993. С. 162–172.
- Шофман И.Л., Кинд Н.В., Пахомов М.М. и др. Новые данные о возрасте низких террас в бассейне р.Вилуй // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1977. № 47. С. 64–69.
- Щекина Н.А. История флоры и растительности юга Европейской части СССР в позднем миоцене – раннем плиоцене. Киев: Наук. думка, 1979. 197 с.
- Щербаков И.П. Лесной покров Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 344 с.
- Юрцев Б.А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры // Комаровские чтения, вып. 19. М.: Наука, 1966.
- Якубовская Т.А. Сарматская флора Молдавской ССР: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1956. 19 с.
- Якушко О.Ф., Богдель И.И., Климанов В.А. Изменение климата и формирование природных зон Белоруссии в позднеледниковье и голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М.: Наука, 1988. С. 95–104.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Ясаманов Н.А. Температурные условия позднеледниковых пресноводных бассейнов Европейской части СССР // ДАН СССР. 1982. Т. 262. № 1. С. 958–960.
- Ясаманов Н.А. Реконструкция климатических условий мезозоя и кайнозоя юга СССР // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 179–184.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 295 с.
- Яхимович В.Л. Антропогенные отложения Южного Предуралья // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. С. 8–54.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Блудорова Е.А., Чигуряева А.А. Изменение ландшафтов и климатов апшерона и плейстоцена Волго-Уральской области // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Adams C.G., Gentry A.W., Whybrow P.J. Dating the terminal tertiary event // Utrecht Micropaleontol. Bul. 1983. 30. P. 273–293.
- Agrawal D.P., Juyal N., Sharma P. et al. Paleogeography of the loess deposits of Kashmir // Palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in Asia during the last 4 mln.y. New Delhi: Indian National Science Academy, 1988. P. 51–57.
- Akhmetiev A.M. Ecological Crises of the Paleogene and Neogene in Extratropical Eurasia and Their Putative Causes // Paleont. Journ. 1996. Vol. 30, 16. P. 738–748.
- Aksu A.E., Hilaire-Marsel C. Upper Miocene to Holocene oxygen and carbon isotopic stratigraphy of sites 646 and 647, Labrador Sea // Proc. ODP, Sci. Results, 1989. Vol. 105. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 689–704.
- Andersen B.G., Mangerud J., Sorensen R. et al. Yungur Dryas Ice-Marginal Deposits in Norway // Quaternary International. 1995. Vol. 28. P. 147–169.
- Anderson P.M., Andreev A.A., Brubaker et al. Two Late Quaternary Pollen Records from the Upper Kolyma Region, Soviet Northeast // A Preliminary Report. in Proceeding of International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change, Held June 11–15, 1990 at the University of Alaska Fairbanks, Published by Geophysical Institute University of Alaska, Fairbanks, 1991. Vol. II. P. 628–632.
- Arthur M.A., Scholle P.A., Hasson P. Stable isotope of oxygen and carbon in carbonates from sites 398 and 116 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the DSDP, Washington, U.S. Gov. Print. Office, 1979. 47, part II. P. 477–491.
- Arthur M.A., Srivastava S.P., Kaminski M. et al. Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea // Proc. ODP, Sci. Results. 1989. Vol. 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 957–988.
- Axelrod D.I. An Interpretation of Cretaceous and Tertiary Biota in Polar Regions // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1984. Vol. 45. P. 105–147.
- Barrera E., Huber B.T. Paleogene and Early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifera stable isotope results // Proc. ODP, Sci. Results. 1991. Vol. 119, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 693–717.
- Barrera E., Keller G., Savin S.M. Evolution of the Miocene ocean in the eastern North Pacific as inferred from oxygen and carbon isotopic ratios of foraminifera // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1985. Vol. 163. P. 83–102.
- Baumann K.-H., Lackschwitz K.S., Mangerud J. et al. Reflection of Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments During the Past 150,000 Years // Quaternary Research. 1995. Vol. 43. P. 185–197.
- Bennike O., Bocher J. Forest-Tundra Neighboring the North Pole: Planet and Insect Remains from the Plio-Pleistocene Kap Koben-

- havn Formation, North Greenland // *Arctic*. Vol. 43, 14. P. 331-338.
- Biolzi M. Stable isotopic study of Oligocene-Miocene sediments from DSDP site 354, Equatorial Atlantic // *Mar. Micropaleontology*. 1983. Vol. 8. P. 121-139.
- Boersma A., Shackleton N.J. Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, site 357 (mid latitude South Atlantic) // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1977. Vol.39. P. 911-924.
- Bronger A., Pant R.K., Singhvi A.K. Pleistocene climatic changes and landscape evolution in the Kashmir Basin, India: Paleopedologic and chronostratigraphic studies // *Quaternary research*. 1987. 1 27. P. 167-181.
- Burbank D.W., Johnston G.D. Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya // *Nature*. 1982. Vol. 298, 1 5873. P. 432-436.
- Burbank D.W., Johnston G.D. The Late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane Basin, North-Western Himalaya // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1983. Vol. 43. P. 205-235.
- Burbank D.W., Reynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep // *Nature*. 1984. Vol. 311, 1 5982. P. 114-118.
- Casanova J. Holocene paleoprecipitation and seasonality in East Africa // *XII INQUA*. Canada. 1987. 141 8.
- CEIMAR Project Members. Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. / R.Cline (Ed.) // *The Geol. Soc. of Am. Map and Charts*. 1982. Series VS 36.
- Chepaliga A.L. Island sea basins // *Late Quaternary environments of the Soviet Union* / A.A.Velichko (ed.). Univ. of Minnesota Press, Minneapolis, 1984. P. 227-247.
- Clark D.L. Arctic Ocean Ice Cover and its Late Cenozoic History // *Geol. Soc. Am. Bul.* 1971. Vol. 82, 1 12. P. 3313-3323.
- Clark D.L. Climatic Factors of the Late Mesozoic and Cenozoic Arctic Ocean Ice-cover // *Nature*. 1982. Vol. 300, 1 3. P. 321-325.
- Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Maskey S.D. Stratigraphy and Glacial-Marine Sediments of the Ametriscian Basin, Central Arctic Ocean. Spec. paper // *Geol. Soc. America*. 1980. Vol. 181. P. 1-57.
- CLIMAP project members. The surface of ice-age Earth // *Science*. 1976. Vol. 191. P. 1131-1137.
- CLIMAP project members. The last interglacial ocean // *Quatern. Res.* 1984. Vol. 21. P. 123-224.
- Coplen T.B., Schlager S.O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from site 167, Magellan Rise, Leg. 17 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Office. 1973. Vol.17. P. 505-509.
- Corfield R.M., Cartidge J.E. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Middle Miocene, Holes 805B and 806B // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1993. Vol.130, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P.307-313.
- Craig H., Gordon L.I. Isotopic oceanography: Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere // *Symposium on Marine Geochemistry*. Proc. Simp. Univ. Rhode Island (1964). Occas. Publ. Kingston: University of Rhode Island Press. 1965. Vol. 3. P. 277-374.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielinck B. (Eds.). *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. 1993.
- Dokken T. Paleoclimatographic changes in the Northeastern part of the Norwegian Sea during the past 50 000 years // *Fourth. Intern. Conf. Paleoclimatology: Abstr.*, 1992. P. 97.
- Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the Northwest Pacific // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1971. Vol.6. P. 1123-1127.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary Foraminifera from the central North Pacific // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1973. Vol. 17. P. 591-605.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky rise and other in the North Pacific // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1975. Vol. 32. P. 509-520.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera // *Mar. Micropaleontol.* 1978. Vol. 3. P. 175-196.
- Ehrmann W.U. Implication of sediment composition on the southern Kerguelen Plateau for paleoclimate and depositional environment // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1991. Vol.119. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 185-203.
- Ehrmann W.U., Grobe H., Futterer D.K. Late Miocene to Holocene glacial history of East Antarctica revealed by sediments from sites 745 and 746 // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1990. Vol. 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 239-260.
- Eiriksson J., Geisdottir A. A Record of Pliocene and Pleistocene Glaciations and Climatic Changes in the North Atlantic Based on Variations in Volcanic and Sedimentary Facies in Iceland // *Marine Geology*. 1991. Vol. 101. P. 147-159.
- Eldhplm O., Tiede J. Cenozoic Continental Separation between Europe and Greenland // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1980. Vol. 30, 1 3/4. P. 241-260.
- Elmstrom K.M., Kennett J.P. Late Neogene paleoceanographic evolution of site 590: Southwest Pacific // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 90. P.1361-1382.
- Elverhoi A. Land-sea Correlation of the Last 25 000 Years of the Svalbard/Barents Sea and East Greenland Margin: Preliminary Results // *Fourth. Intern. Conf. on Paleoclimatology: Abstr.* 1992. P. 229.
- Eocene-oligocene climatic and biotic evolution. / Ed-s D.R.Prothero and W.A.Berggren. Princeton University Press, 1992. 568 p.
- Ester R., Hutchison J.H. Eocene Lower Vertebrates from Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1980. Vol. 30, 1 3/4. P. 325-348.
- Feyling-Hanssen R.W., Funder S., Petersen R.S. The Lodin Elv Formation: A Plio-Pleistocene Occurrence in Greenland // *Bul. Geol. Soc. Denmark*. 1983. Vol. 31. P. 81-106.
- Frakes L.A. The Mesozoic-Cenozoic history of climate changes and cause of glaciation // *27th International Congress, Abstracts*. Moscow: Nauka, 1984. Vol. 9, part 1. P. 207-208.
- Funder S. Without the Greenland Ice Sheet // *5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics*. Moscow. 1995. P. 53-54.
- Furrer G. Zur Gletschergeschichte des Liefdefjords // *Stuttgarter Geographische Studien*. 1992. Bd. 117. S. 267-278.
- Furrer G., Stapfer A. Zur Nacheiszeitlichen Gletschergeschichte des Liefdefjords (Spitzbergen) // *Geographica Helvetica*. 1991. 1 4. S. 147-155.
- Ganssen G. Late cenozoic stable isotopic stratigraphy, deep sea drilling project sites 603 and 604, North-East american continental rise // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print Office. 1987. Vol. 93, part 2. P. 997-1003.
- Gasperi J.T., Kennett J.P. Miocene planktonic foraminifera at DSDP site 289: Depth stratification using isotopic differences // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1993. Vol. 130. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 323-332.
- Gear A.I., Huntley B. Rapid changes in the range limits of Scots Pine 4000 years ago // *Science*, 1991. Vol. 251. P. 544-547.
- Geisdottir A., Eiriksson J. Growth of an intermittent ice-sheet in Island during the Late Pliocene and Early Pliocene // *Quatern. Res.* 1994. Vol. 42. P. 115-130.
- Gradstein F.M., Srivastava S.P. Aspects of Cenozoic Stratigraphy and Paleoclimatology of the Labrador Sea and Baffin Bay // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1980. Vol. 30, 1 3/4. P. 261-296.
- Greenwood D.R., Wing S.L. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients // *Geology*. 1995. Vol. 25, 1 11, P. 1044-1048.
- Guo Zheng Tang. Succession des paleosols et loess du centre-ouest de la Chine: Approche micromorphologique // *These de doctorat de L'Universite Paris*. 1990. 266 p.

- Haake F.W., Pflaumann U. Late Pleistocene Foraminiferal Stratigraphy on the Voring Plateau, Norwegian Sea // *Boreas*. 1989. Vol. 18. P. 343–356. P.
- Haflidason H., Aarseth Y., Haugen H.-E. et al. Quaternary Stratigraphy of the Draugen Area, Mid-Norwegian Shelf // *Marine Geology*. 1991. Vol. 101. P. 125–146.
- Hag B.U. Cenozoic Paleoceanography // *Marine Micropaleontology*. 1981a. Vol. 6, 1–5–6. 635 p.
- Hag B.U. Paleogene Paleoceanography Cenozoic Oceans Revisited // *Oceanol. Acta*. 1981b. P. 71–82.
- Hag B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. P. 1156–1267.
- Hann J.V. *Handbuch der Klimatologie*. 1883. 1. Aufl.
- Henrich R., Goldsmidt P., Wagner T. Surface-water Regimes and Glaciomarine processes in the Norwegian-Greenland Sea II: The Past 450 ky // Fourth. Intern. Conf. on Paleoceanography: Abstr. 1992. P. 142–143.
- Henry D. Adaptive evolution within the Epipaleolithic of the Epipaleolithic of the Near East // *Adv. World Archaeol.* 1983. Vol. 2.
- Heusser C.J. Late-Glacial-Holocene climate of the Lake district of Chile // *Quatern. Res.* 1984. Vol. 22, 1. P. 77–90, 99–160.
- Hollemann H., Henrich R., Wiesner M. Organic Facies Evolution of Neogene and Quaternary Sediments from the Norwegian Sea (ODP Leg 104/Voring Plateau) // Fourth. Intern. Conf. on Paleoceanography: Abstr. 1992. P. 148–149.
- Hoodell D.A., Elmsstrom K.M., Kennett J.P. Late Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and the «Messinian salinity crisis» // *Nature*. 1986. Vol. 320, 1. P. 6061. P. 411–414.
- Ingle J.C. Neogene foraminifera from the Northeastern Pacific Ocean // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1973. Vol. 18. P. 517–568.
- Iseki H. The erosional bases of the Late Pleistocene buried valleys in the coastal region, Japan // *Quaternaria*. 1971. Vol. 14. P. 237–341.
- Iversen J. The Late-Glacial flora of Denmark and inter-relation to climate and soil // *Dann. Geol. Unders.* 11. 1954. 80. P. 80–119.
- Jensen E., Bleil U., Henrich R. et al. Paleoenvironmental Changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantic During the Last 2.8 m.y. DSDP/ODP sites 610, 642, 643 and 644 // *Paleoceanography*. 1988. Vol. 3, 1–5. P. 563–581.
- Jensen E., Sejrup H.P. Stable isotope stratigraphy and amino-acid epimerization for the last 2.4 m.y. at site 610, holes 610 and 610A // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 94. P. 879–887.
- Johnson G.L. Morphology and Plate Tectonics: The Modern Polar Oceans // *Geol. History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. NATO ASI. 1990. Ser. C308. P. 11–28.
- Jung S.S.A., Erlenkeuser H., Rosell A., Sarnthein M. Laminated Glacial Sediment Horizons in the North Atlantic (Maury Channel, 3300 v Waterdepth) // Fourth. Intern. Conf. on Paleoceanography: Abstr. 1992. P. 159.
- Kammer T.W. Paleosalinity, paleotemperature and isotopic fractionation record of Neogene foraminifera from DSDP site 173 and the Centerville Beach section, California // *Mar. Micropaleontology*. 1979. 1–4. P. 45–60.
- Karpuz N.K. Paleoceanographic Development of the Greenland, Iceland and Norwegian Sea Through the Last 15 ka: The diatom and δO^{18} Evidence // Fourth. Intern. Conf. on Paleoceanography: Abstr. 1992. P. 160.
- Karpuz N.K., Jensen E. A high-resolution Diatom Record of the Last Deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of Rapid Climatic Changes // Fourth. Intern. Conf. on Paleoceanography: Abstr. 1992. P. 160–161.
- Keigwin L.D. Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP sites from the east equatorial and central north Pacific Ocean // *Earth and Plan. Sci. Let.* 1979. Vol. 45. P. 361–382.
- Keigwin L.D. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in Late Neogene time // *Science*. 1982a. Vol. 217. P. 350–353.
- Keigwin L.D. Stable isotope stratigraphy and paleoceanography of sites 502 and 503 // Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1982b. Vol. 68. P. 445–453.
- Keigwin L.D. Stable isotope results on Upper Miocene and Lower Pliocene foraminifera from hole 552A // Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 81. P. 595–597.
- Keigwin L.D. Pliocene stable isotope record of Deep Sea Drilling Project site 606: Sequential events of ^{18}O enrichment beginning at 3.1 Ma // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 94. P. 911–920.
- Keigwin L.D., Aubry M.P., Kent D.V. North Atlantic Late Miocene stable isotope stratigraphy, biostratigraphy and magnetostratigraphy // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 94. P. 935–963.
- Keller G. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Northeastern Pacific: evidence from site 173 and 310 at the North Pacific Front // *J.Foram. Res.* 1978. Vol. 8. P. 332–349.
- Keller G. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the northwest Pacific DSDP Site 296 // *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.* 1979. Vol. 27. P. 129–154.
- Keller G. Planktonic Foraminiferal faunas of the equatorial Pacific suggest Early Miocene origin of present oceanic circulation // *Mar. Micropaleontology*. 1981. 1–6. P. 269–295.
- Keller G. Paleoclimatic Analyses of Middle Eocene Through Oligocene Planktic Foraminiferal Faunas // *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.* 1983. Vol. 43, 1–2. P. 73–94.
- Keller G. Depth stratification of planktonic foraminifera in the Miocene ocean // *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 1985. Vol. 163. P. 177–195.
- Keller G., Barron J.A., Burckle L.H. North Pacific Late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes percent CaCO_3 and magnetostratigraphy // *Mar. Micropaleontology*. 1982. 1–7. P. 327–357.
- Kennett J.P. Miocene to Early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 90. P. 1383–1411.
- Kennett J.P., Barker P.F. Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic development in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1990. Vol. 113. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 937–960.
- Kennett J.P., Keller G., Srivasan M.S. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanography development of the Indo-Pacific region // J.P. Kennett (Ed.). *The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography*. *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 1985. Vol. 163. P. 197–236.
- Kennett J.P., Stott L.D. Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113 // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1990. Vol. 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 865–880.
- Kordos L.A. Magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei (methods and results of paleoclimatological research in Hungary). Budapest, 1979. 167 p.
- Krissek L.A. Late Cenozoic ice-rafting records from Leg 145 sites North Pacific: Late Miocene onset, Late Pliocene intensification and Pliocene events // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1995. Vol. 145, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 179–194.
- Kristoffersen Y. On the Tectonic Evolution and Paleooceanographic Significance of the Fram Strait Gateway // *Geol. History of the Polar Ocean: Arctic Versus Antarctic*. NATO ASI. 1990. Ser. C308. P. 63–76.
- Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments // *Trans. Neb., Acad. Sci.* 1978. Vol. 6. P. 5793.
- Labeyrie J. Le cadre paleoclimatique depuis 140000 anc // *Anthropologie*. 1984. Vol. 88, 1. P. 19–48.
- Landvik J.Y., Bolstad M., Lycke A.K. et al. Weichselian Stratigraphy and Paleoenvironments at Bellsund, Western Svalbard // *Boreas*. 1992. Vol. 21. P. 335–358.
- Lavrushin Yu.A., Spiridonova E.A. The Late Pleistocene Events in the North of European Russia: Geology and Paleoenvironments // *Cli-*

- mate and Environment Changes of East Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene. Moscow: Inst. of Geography. 1995. P. 63-68.
- Lawver L.A., Muller R.D., Srivastava S.P., Roest W. The Opening of the Arctic Ocean // *Geol. History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. NATO ASI. 1990. Ser. C308. P. 29-62.
- Letolle R., Grazzini C.V., Pierre C. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP sites 400, 401, 402, 403 and 406 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1979. Vol. 48. P. 741-755.
- Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean // NOAA Profes. Pap. 1982. Vol. 13, Princeton. P. 1-173.
- Li Jijun. The uplift of the Qinghai-Xizang Plateau and its effect on environment // *Quaternary geology and environment in China*. Beijing: Science Press. 1991. P. 265-272.
- Liu Tungcheng. Loess and the environment // Beijing: China Ocean Press. 1985. 251 c.
- Liu Tungcheng, Yuan Baoyin. Paleoclimatic cycles in Northern China (Luochuan loess section and its environmental implications) // *Aspects of loess research*. Beijing: China Ocean Press. 1987. P. 3-26.
- Lonne I., Mangerud J. An Early or Weichselian Sequence of Proglacial, Shallow Marine Sediments on Western Svalbard // *Boreas*. 1991. Vol. 20. P. 85-104.
- Loutit T.S. Late Miocene paleoclimatology: Subantarctic water mass, Southwest Pacific // *Mar. Micropaleontology*. 1981. ¹ 6. P. 1-27.
- Loutit T.S., Kennett J.P., Savin S.M. Miocene equatorial and Southwest Pacific paleoceanography from stable isotope evidence // *Mar. Micropaleontology*. 1983/1984. ¹ 8. P. 215-233.
- Mangerud J. The Glacial History of Norway // *Glacial deposits in North-West Europe*. Rotterdam: A.A.Balkema. 1983. P. 3-9.
- Marincovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.V. Late Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic and Paleoclimatic History of the Arctic Ocean Basin. Based on Shallow-water Marine Faunas and Terrestrial Vertebrates // *The Geology of North Am. Vol. 1: The Arctic Ocean Region*. The Geol. Soc. Am. 1990. P. 403-424.
- Markgraf V. Palaeoclimates in Central and South America since 18000 BP based on pollen and lake-level records // *Quatern. Sci. Rev.* 1989. Vol. 8, ¹ 1. P. 114.
- Matthews J.V. Inspect Fossils from the Baeufort Formation: Geological and Biological Significance // *Geol. Surv. Canada*. 1976. Pap. 76-1B. P. 217-227.
- Matthews J.V. Beaufort Formation on Banks and Meigen Islands, District of Franklin // *Geol. Surv. Canada*. 1987. Pap. 87-1A. P. 73-87.
- Matthews R.K., Curry W.B., Lohmann K.C., Sommer M.A. Late Miocene palaeo-oceanography of the Atlantic: Oxygen isotope data on planktonic and benthic foraminifera // *Nature*. 1980. Vol. 283, ¹ 7. P. 555-557.
- McKenn M.C. Eocene Paleolatitude, Climate and Mammals of Ellesmere Island // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1980. Vol. 30, ¹ 3/4. P. 349-362.
- McKenzie J.A., Weissert H., Poore R.Z. et al. Paleooceanographic implications of stable isotope data from Upper Miocene-Lower Pliocene sediments from the Southeast Atlantic (Deep Sea Drilling Project Site 519) // *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 73. P. 717-724.
- McNeil D.H. Tertiary Marine Events of the Beaufort-Mackenzie Basin and Correlation of Oligocene: Marine Outgroups in Arctic North America // *Arctic*. 1990. Vol. 43, ¹ 4. P. 301-310.
- Miller K.G., Fairbanks R.G. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes // E.T. Sandquist, W.S. Broecker (Eds.). *The carbon cycles and Atmospheric CO₂: Natural variation Archaean to Present*. Washington D.C. Amer. Geophys. Union. 1985. Vol. 32. P. 469-485.
- Minato M. Zu der Mammothstannen Hokkaido // *Jap. Geol. and Geogr.* 1955. Vol. 26, ¹ 1/2. P. 105-113.
- Minato M. On the age of mammoth on Japan and Siberia // *Jap. Geol. and Geogr.* 1967. Vol. 21, ¹ 2. P. 13-17.
- Mott R., Grant D., Stea R., Occaetti S. Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/younger Dryas event // *Nature*. 1986. Vol. 323, ¹ 6085. P. 247-250.
- Nechaev V.P. Iciness of the Russian Plain Loess Deposits at the Cruxogene Stage of Late Pleistocene. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*. Lublin, 1986. Vol. XLI, ¹ 7. Sectio B.P. P. 125-135.
- Nowaczyk N.R., Eisenhauer A., Frederichs T., Gard G.A. A High-Resolution, 400 000 Year Sedimentary Record of the Lomonosov Ridge // *Fourth. Intern. Conf. on Paleooceanography: Abstr.* 1992. P. 213.
- Oberhansli H., Hemleben Ch. Stable isotope record of the Pliocene and Pleistocene planktonic foraminifera from Leg 74, sites 541 and 543 on the Barbados Ridge complex // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 78A. P. 499-508.
- Osterman L. Glacial / Interglacial benthic foraminifera in the Norwegian Sea, ODP site 643 // *Fourth Internat. Conference on Paleocceanography*. Kiell, 1992. P. 222-223.
- Prentice M.L., Friez J.K., Simonds G.G., Matthews R.K. Neogene trends in planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ from site 807: Implication global ice volume and western equatorial Pacific sea-surface temperatures // *Proc. ODP, Sci. Results*. 1993. Vol. 130, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 281-305.
- Rabussier-Lointier D. Recontruction paleoclimatique du Miocene interieur d'apres les isotopes stables de l'oxygene et du carbone des foraminiferes planctoniques // *Bul. Soc. Geol. France*. 1980. Vol. 7. T. 5, ¹ 5. P. 731-734.
- Radionova E.P. Diatoms in the Upper Cretaceous and Paleogene Sediments of the Perapedhi Section (Southern Cyprus) // *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*. Historical Production, Hall Ltd. Jerusalem. 1994. P. 251-263.
- Rendell H.M. Environment changes during the Pleistocene in the Potwar Plateau and Peshavar Basin, Northern Pakistan // *Palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in Asia during the last 4 mln.y.* New Delhi: Indian National Academy. 1988. P. 58-66.
- Resig J.M., Kroopnic P.M. Isotopic and distributional evidence of a planktonic habitats for the foraminiferal genus *Streptochilus* Bronniman and Resig. 1971 // *Mar. Micropaleontology*. 1983/1984. ¹ 8. P. 235-245.
- Ruddiman W.F., Shackleton N.J., McIntyre A. North Atlantic Sea surface Temperatures for the Last 1.1 m.y. // *North Atlantic Paleooceanography*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. ¹ 21. P. 155-173.
- Ruddiman W.F., Raymo M., McIntyre A. Matuama 41000 year cycles: North American Ocean and northern hemisphere ice sheets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986. Vol. 80. P. 117-129.
- Rudloff H. // *Das klima*. H.Olcheger, B.Messerli, M.Svillary (Eds.). Springer verlag, Berlin, 1980. P. 125-148.
- Savin S.M., Abel L., Barrera E. et al. The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: Oxygen isotopic evidence // *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 1985. Vol. 163. P. 49-82.
- Savin S.M., Douglas R.G., Stabli G. Tertiari Marine Paleotemperatures // *Geol. Soc. Am. Bul.* 1975. Vol. 86, ¹ 11. P. 1499-1510.
- Scettem J., Poole D.A.R., Ellingsen L., Sejrup H.P. Glacial Geology of Outer Biornogrenna, South-Western Barents Sea // *Mar. Geology*. 1992. Vol. 103. P. 15-51.
- Schwitzer H.J. Environment and Climate in the Early Tertiary of Spitsbergen // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1980. Vol. 30, ¹ 3/4. P. 297-312.
- Sejrup H.P., Hansen E., Erlenkeuser Y., Haldedal H. New Faunal and Isotopic Evidence on the Late Weichselian-Holocene Oceanographic Changes in the Norwegian Sea // *Sonderforschungsbereich 95 "Interaction Sea-Sea Bottom from University of Kiev*. 1982. ¹ 414. P. 74-84.
- Shackleton N.J. The deep-sea sediment record of climatic variability // *Progress in Oceanography*. 1982. Vol. 11, ¹ 2. P. 199-218.
- Shackleton N.J., Hall M.A. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history // *Initial Report of Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 81. P. 599-609.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Boersma A. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 Foraminifers // *Initial Report of Deep Sea Drilling Project*. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 74. P. 599-612.

- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Report of Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1975. Vol. 29. P. 743-755.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. Vol. 145. P. 449-464.
- Shibasaki T., Aoki S., Kuwano V. Significance of buried valleys and other topographic features in elucidating the Late Pleistocene Quaternary geohistory of coastal plains // Quaternaria. 1971. Vol. 14. P. 217-236.
- Shikama T., Onuki V. Equid fossils from Late and Miyagi Prefecture // Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai. Ser. 2. 1962. Vol. 32. P. 89-103.
- Speilhagen R.F., Eisenhauer A., Frank M. et al. Arctic Ocean Evidence for Late Quaternary Initiation of Northern Eurasian Ice Sheets // Geology. 1997. Vol. 9. P. 4-12.
- Stein R., Seung-II N., Schubert C. The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean // Science. 1994. Vol. 264. P. 692-696.
- Svensen J.I., Mangerud J. Paleoclimatic Inferences from Glacial Fluctuations on Svalbard During the Last 20,000 Years // Climate Dynamics. 1992. Vol. 6. P. 213-220.
- Thiede J., Gerlach S.A., Pienert R. et al. Sedimentation in Europäischen Nordmeer: Abbildung und Geschichte der ozeanischen Zirkulation // Forschungsbericht und Halbjahresschrift der Universität Kiev. 1990. H. 31. S. 145-194.
- Thierstein H.R. Terminal Cretaceous Extinction Event and Climatic stability // Climatic in Earth History (Studies in Geophysics). Washington: National Acad. Press. 1982. P. 90-96.
- Ukrainets V.V. Vegetation cover and environment of the «Mammoth epoch» in Siberia / Eds. by L.D. Agenbroad, J.I. Mead, R.Y. Hevly, 1993, S. Dakova, Fenske.
- Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain // Quaternary International. 1990. Vol. 7/8. P. 103-114.
- Velichko A.A., Nechaev V.P. Late Pleistocene Permafrost in European USSR // Late Quaternary Environments of the Soviet Union. Minneapolis, University of Minnesota Press. 1984. P. 79-86.
- Vincent E., Killingley J.S. Oxygen and carbon isotope record for the Early and Middle Miocene in the central equatorial Pacific (Leg 85) and paleoceanographic implications // Initial Report of Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1985. Vol. 85. P. 749-769.
- Vogt R.P. Seafloor Topography, Sediments and Paleoenvironments // B.G. Hurdle (Ed.). The Nordic Seas. N.Y. 1986. P. 237-410.
- Weissert H.J., McKenzie J.A., White R.C. et al. Paleoclimatic record of the Pliocene at Deep Sea Drilling Project Sites 519, 521, 522 and 523 (Central South Atlantic) // Initial Report of Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Gov. Print. Office. 1984. Vol. 73. P. 701-715.
- White J.M. Palynostratigraphy of the Esso et al. Issungnak 0-61 Well, Beaufort Sea // Pap. Geol. Surv. Can. 1989. P. 249-256.
- Whitlock C., Dawson M.R. Pollen and Vertebrates of the Early Neogene Haughton Formation Devon Island, Arctic Canada // Arctic. 1990. Vol. 43. P. 324-330.
- Whitman I.M., Berger W.H. Pliocene-Pleistocene carbon isotope record, Site 586, Ontong Lava Plateau // Proc. ODP, Sci. Results. 1993. Vol. 130, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 333-348.
- Wise S.W. Jr., Breza J.R., Harwood D.M. et al. Paleogene glacial history of Antarctica in light of Leg 120 Drilling results // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 1001-1030.
- Wolfe J.A. Temperature parameters of humid to mesic forests of Eastern Asia and relation to forest of other regions of the Northern Hemisphere and Australia // US Geol. Surv. Prof. Pap. Washington, 1979. Vol. 1106. 37 p.
- Wolfe J.A. Tertiary Climates and Floristic Relationships at High Latitudes in the Northern Hemisphere // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1980. Vol. 30. P. 313-324.
- Wolfe J.A., Leopold E.B. Neogene and Early Quaternary Vegetation of Northwestern Asia // The Bering Land Bridge. Stanford University Press. Stanford, Calif. 1967. P. 193-206.
- Wolfe J.A., Tanai T. The Miocene Selkvia Pont flora from the Kenai Group, Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. Washington, 1980. Vol. 1105. 102 p.
- Wolf T.C.W., Thiede J. History of Terrigenous Sedimentation During the Past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104-105; DSDP, 81) // Marine Geology. 1991. Vol. 101. P. 83-102.
- Woodruff F., Savin S.M. Middle Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles and sediment preservation // Paleoceanography. 1991. Vol. 6. P. 755-806.
- Zachos J.C., Berggren W.A., Aubry M.-P. Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene foraminifers from site 748, Kerguelen Plateau // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 839-854.
- Zahn R., Marcussen B., Thiede J. Stable Isotope Data and Depositional Environments in the Late Quaternary Arctic Ocean // Nature. 1985. Vol. 314. P. 433-435.
- Zelikson E.M., Borisova O.K., Kremenetski C.V., Velichko A.A. Phytomass and carbon storage during the Eemian optimum, Late Weichselian maximum and Holocene optimum in Eastern Europe // Global and Planetary Change 379, 1998 (в печати).

СОДЕРЖАНИЕ

**Введение. Значение палеоданных для
оценки глобальных изменений природной
среды и климата (А.А.Величко) 5**

**Глава 1. Методы палеоклиматических
реконструкций (А.А.Величко, В.П.Нечаев). 8**
Введение 8
Палеоботанические данные 10
Палеозоологические данные 12
Палеопедологические данные 14
Литонологические данные 15
Палеокриогенные данные 16
Палеогляциологические данные 17

**Глава 2. Арктические районы
(Ю.А.Лаврушин, М.Н.Алексеев). 21**
Введение 21
Палеоген и неоген 22
Поздний плиоцен – плейстоцен 31
Позднеледниковье и голоцен 39
Основные выводы 41

**Глава 3. Восточно-Европейская равнина
(А.А.Величко, Е.Ф.Ахлестина, О.К.Борисова,
Ю.Н.Грибченко, Н.Я.Жидовинов, Э.М.Зеликсон,
Ю.И.Иосифова, В.А.Климанов, Т.Д.Морозова,
В.П.Нечаев, В.В.Писарева, Т.В.Светлицкая,
И.И.Спасская, В.П.Ударцев, М.А.Фаустова,
С.М.Шик) 43**
Введение 43
Палеоген и неоген 43
Эоплейстоцен и плейстоцен 58
Позднеледниковье и голоцен 76

**Глава 4. Западная Сибирь (С.А.Архипов†,
В.С.Волкова, И.Д.Зольников, В.С.Зыкина,
А.А.Круковер, И.А.Кулькова). 84**
Введение 84
Палеоген и неоген 85
Эоплейстоцен и плейстоцен 94
Позднеледниковье и голоцен 105

**Глава 5. Восточная Сибирь (на примере
Центральной Якутии) (А.Ф.Фрадкина,
М.Н.Алексеев, А.А.Андреев, В.А.Климанов). 110**
Введение 110

Палеоген и неоген 110
Эоплейстоцен и плейстоцен 116
Позднеледниковье и голоцен 122

**Глава 6. Северо-Восток (А.Ф.Фрадкина,
О.В.Гриненко, С.А.Лаухин, В.П.Нечаев,
А.А.Андреев, В.А.Климанов). 128**
Введение 128
Палеоген и неоген 129
Эоплейстоцен и плейстоцен 136
Позднеледниковье и голоцен 142

**Глава 7. Дальний Восток (А.М.Короткий,
В.Г.Волков, Т.А.Гребенникова, Н.Г.Разжигаева,
В.С.Пушкарь, Л.А.Ганзей, Л.М.Мохова). 146**
Введение 146
Неоген 146
Эоплейстоцен и плейстоцен 148
Голоцен 159

**Глава 8. Казахстан и Центральная Азия
(равнины и предгорья) (М.А.Ахметьев,
А.Е.Додонов, М.В.Сотникова, И.И.Спасская,
К.В.Кременецкий, В.А.Климанов). 165**
Введение 165
Палеоген и неоген 166
Эоплейстоцен и плейстоцен 177
Позднеледниковье и голоцен 187

**Глава 9. Акватории Северной Атланти-
ки и Северной Пацифики (Н.С.Блюм†,
С.Д.Николаев, Н.С.Оськина, Н.В.Бубенцова) 192**
Введение 192
Особенности методики 192
Неоген и четвертичный период 196
Основные выводы 213

**Глава 10. Общие особенности
изменений ландшафтов и климата
Северной Евразии в кайнозое
(А.А.Величко). 219**
**Основные закономерности эволюции
ландшафтов и климата в кайнозое
(Заключение) (А.А.Величко) 234**
Summary 241
Литература 242

CONTENTS

Introduction. Paleodata significance for understanding of global changes of environments and climate (A.A.Velichko) . . . 5

Chapter 1. Methods of paleoclimatic reconstructions (A.A.Velichko, V.P.Nechaev) . . . 8
Introduction 8
Paleobotanic data 10
Paleozoological data 12
Paleopedological data 14
Lithological data 15
Paleocryogenic data 16
Paleoglaciological data 17

Chapter 2. Arctic regions (Yu.A.Lavrushin, M.N.Alekseev) 21
Introduction 21
Paleogene and Neogene 22
Late Pliocene – Pleistocene 31
Late Glacial and Holocene 39
Conclusions 41

Chapter 3. East European Plain (A.A.Velichko, E.F.Akhlestina, O.K.Borisova, Yu.N.Gribchenko, N.Ya.Zhidovinov, E.M.Zelikson, Yu.I.Iosifova, V.A.Klimanov, T.D.Morozova, V.P.Nechaev, V.V.Pisareva, T.V.Svetlitskaya, I.I.Spaskaya, V.P.Udartsev, M.A.Faustova, S.M.Shik) 43
Introduction 43
Paleogene and Neogene 43
Eopleistocene and Pleistocene 58
Late Glacial and Holocene 76

Chapter 4. West Siberia (S.A.Arkipov†, V.S.Volkova, I.D.Zolnikov, V.S.Zykina, A.A.Krukover, I.A.Kulkova) 84
Introduction 84
Paleogene and Neogene 85
Eopleistocene and Pleistocene 94
Late Glacial and Holocene 105

Chapter 5. East Siberia (with special reference to Central Yakutia) (A.F.Fradkina, M.N.Alekseev, A.A.Andreev, V.A.Klimanov) 110
Introduction 110

Paleogene and Neogene 110
Eopleistocene and Pleistocene 116
Late Glacial and Holocene 122

Chapter 6. North-East (A.F.Fradkina, O.V.Grinenko, S.A.Laukhin, V.P.Nechaev, A.A.Andreev, V.A.Klimanov) 128
Introduction 128
Paleogene and Neogene 129
Eopleistocene and Pleistocene 136
Late Glacial and Holocene 142

Chapter 7. Far East (A.M.Korotky, V.G.Volkov, T.A.Grebennikova, N.G.Razzhigaeva, V.S.Pushkar, L.A.Ganzei, L.M.Mokhova) 146
Introduction 146
Neogene 146
Eopleistocene and Pleistocene 148
Holocene 159

Chapter 8. Kazakhstan and Central Asia (plains and foothills) (M.A.Akhmetyev, A.E.Dodonov, M.V.Sotnikova, I.I.Spaskaya, K.V.Kremenetsky, V.A.Klimanov) 165
Introduction 165
Paleogene and Neogene 166
Eopleistocene and Pleistocene 177
Late Glacial and Holocene 187

Chapter 9. North Atlantic and North Pacific (N.S.Blyum†, S.D.Nikolayev, N.S.Oskina, N.V.Bubentsova) 192
Introduction 192
Special methods of investigations 192
Neogene and Quaternary 196
Conclusions 213

Chapter 10. General features of environmental and climatic changes in Northern Eurasia during the Cenozoic (A.A.Velichko) 219
Principal features of evolution of landscapes and climate during the Cenozoic (Synthesis) (A.A.Velichko) 234
Summary 241
References 242

Научное издание

**ИЗМЕНЕНИЕ
КЛИМАТА
И ЛАНДШАФТОВ
ЗА ПОСЛЕДНИЕ 65 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ
(КАЙНОЗОЙ: ОТ ПАЛЕОЦЕНА ДО ГОЛОЦЕНА)**

Утверждено к печати
Ученым советом Института географии РАН

Редактор И.М.Ерофеева
Художник О.В.Кураленко

Подписано к печати 25.10.1999 г.
Формат 62х94 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Учет.-издат. л. 40,5. Тираж 450 экз.
Тип. зак. № 378С, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43

ис. 30. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий кайнозоя на юго-востоке Русской равнины (составили Н.Я.Жидовинов, Е.А.Ахлестина)
словные обозначения см. на рис. 29

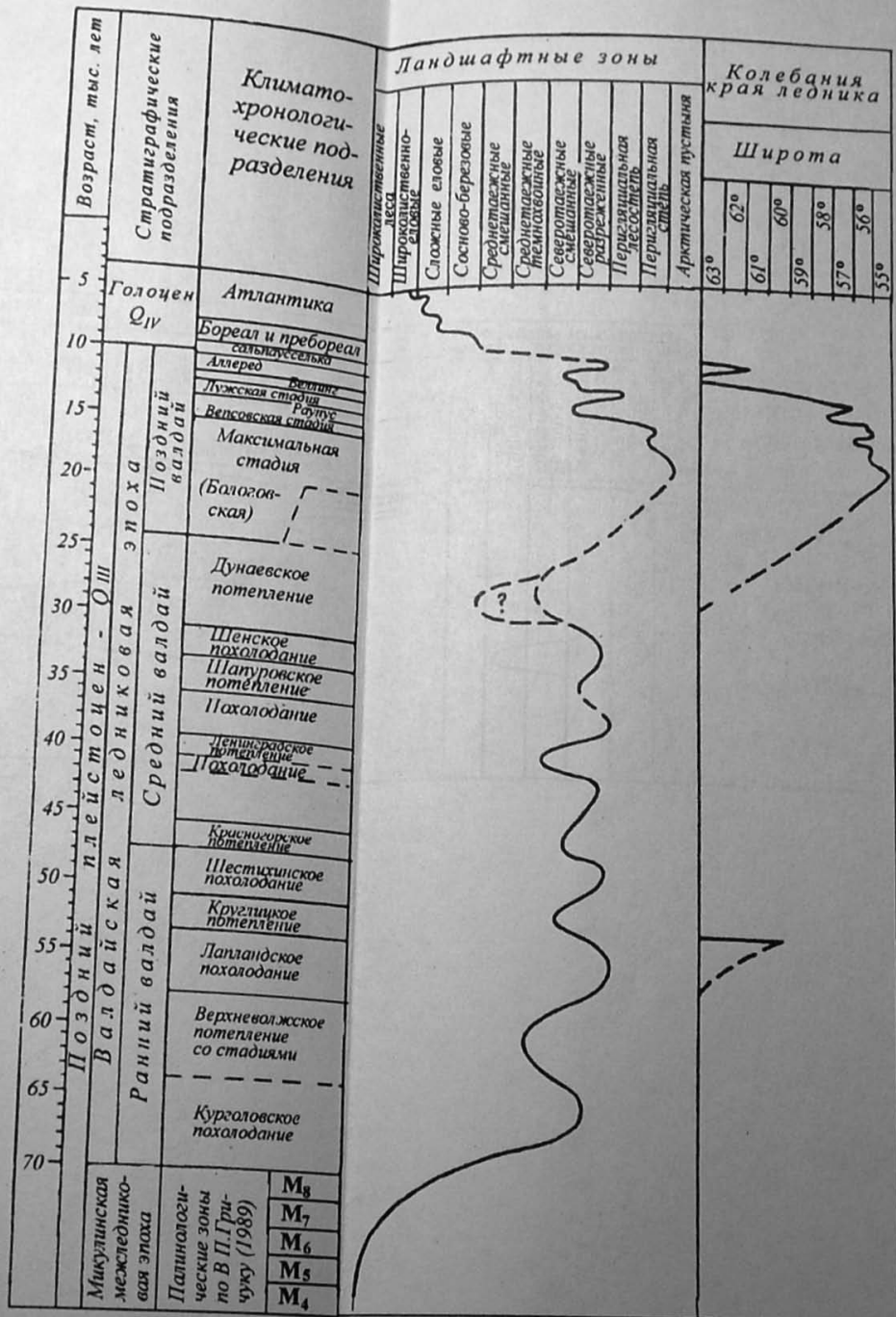


Рис. 40. Динамика ландшафтно-климатических условий позднего плейстоцена в разных регионах Русской равнины

а — северо-запад (составили В.В.Писарева и М.А.Фаустова); б — матрица для центральных районов (составили А.А.Величко и Т.Д.Морозова). Условные обозначения см. на рис. 36.

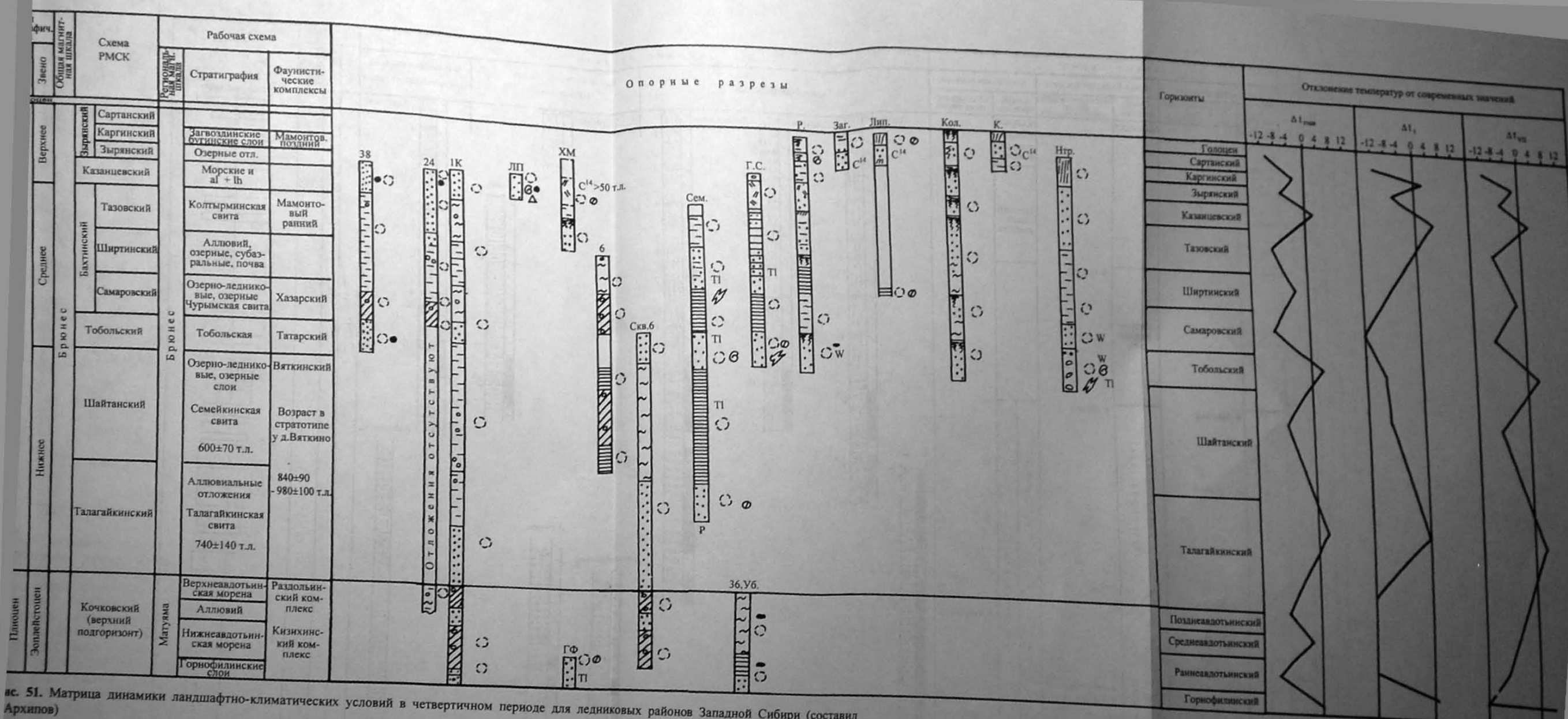


рис. 51. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий в четвертичном периоде для ледниковых районов Западной Сибири (составил Архипов)

словные обозначения см. на рис. 36.
 опорные разрезы: 38, 24 – скв., Тазовский п-ов, ИК – скв., п-ов Ямал, ЛП – обн. Луковая протока на Енисее, ХМ – обн., Ханты-Мансийск (больничный городок), 6 – обн., р-н Мансийск, скв. 6 – скв., Ходовая протока на Оби, Сем. – обн. у пос. Семейка на Иртыше, Г.С. – обн. близ пос. Горная Суббота на Иртыше, Р – обн. близ пос. Романовка на Иртыше, Заг. – обн. близ пос. Загвоздино на Иртыше, Лип. – обн. близ пос. Липовка на р. Тобол, Кол. – обн. близ пос. Колтырма на Иртыше, К. – обн. близ пос. Колпашево на Оби, обн. у пос. Новотроицкое на Иртыше, ГФ – обн. близ пос. Горно-Филинское на Иртыше, 36, Уб. – скв. оз. Убинское

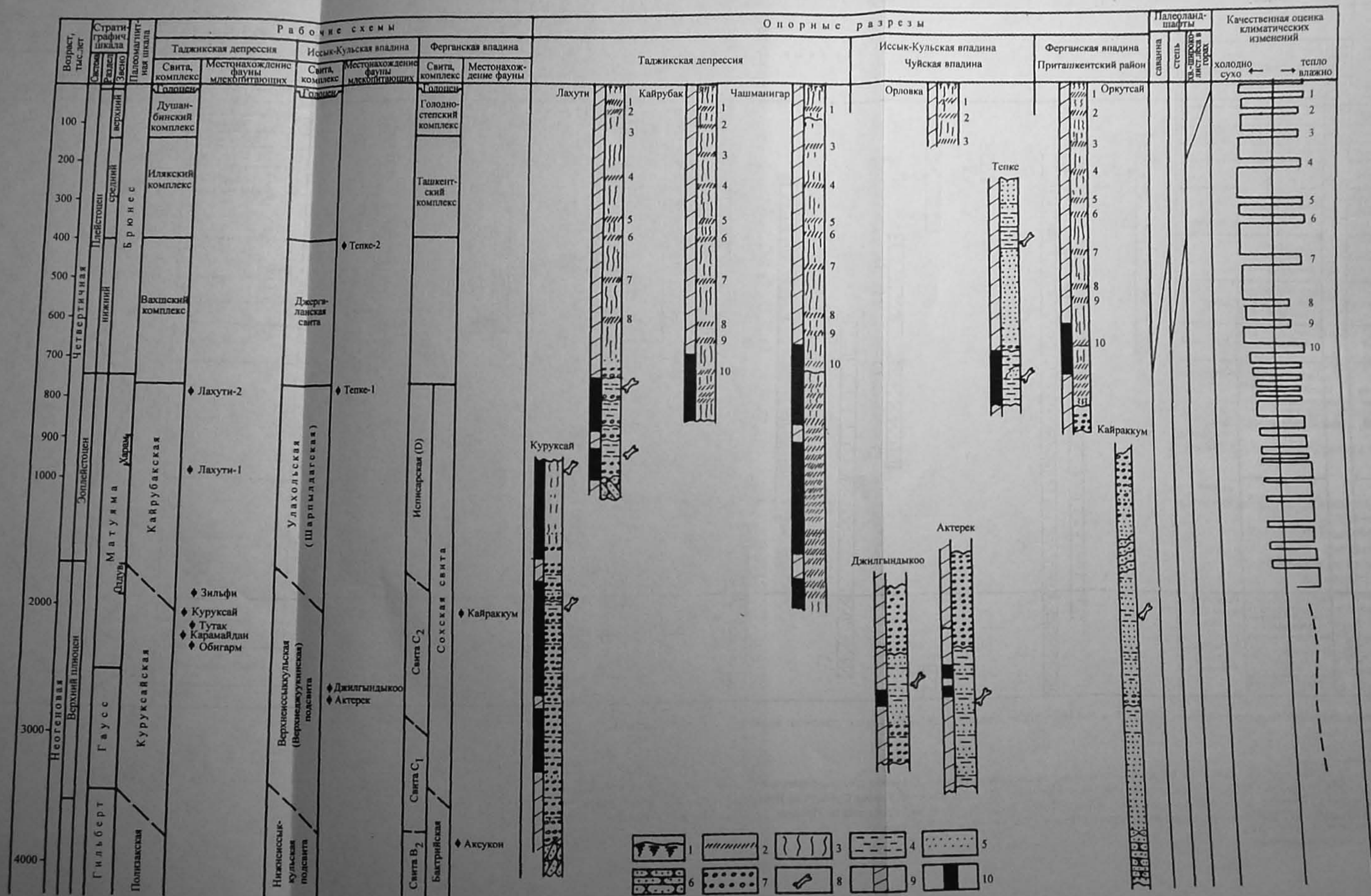


Рис. 79. Матрица динамики ландшафтно-климатических условий южных районов Центральной Азии в позднем плиоцене и плейстоцене (составили А.Е.Додонов, М.В.Сотникова)

1 – современная почва, 2 – погребенная почва (недокомплекс), 3 – лесс, 4 – алевроит, супесь, 5 – песок, 6 – песчаник, 7 – галечник, конгломерат, 8 – костные остатки млекопитающих, 9, 10 – намагниченность: 9 – прямая, 10 – обратное

**CLIMATE
AND ENVIRONMENT CHANGES
DURING THE LAST 65 MILLION YEARS**



GEOS